

العمليات الجيومورفولوجية

دكتور

محمود دياب راضي

قسم الجغرافيا

جامعة القاهرة

دكتور

محمد صبري محسوب سليم

قسم الجغرافيا

جامعة القاهرة

دار الثقافة للنشر والتوزيع
القاهرة - ت : ٩٠٤٦٩٦

0023336



Bibliotheca Alexandrina

91

العمليات الجيومورفولوجية

دكتور
محمود دياب راضي
قسم الجغرافيا
جامعة القاهرة

دكتور
محمد صبري محسوب سليم
قسم الجغرافيا
جامعة القاهرة

الناشر
دار الثقافة للنشر والتوزيع
القاهرة - ت : ٩٠٤٦٩٦

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ

إهداء
إلى
الأستاذ الدكتور يوسف عبد المجيد فايد
عرفاناً بالجميل

تقديم

يتناول هذا الكتاب علم الجيومورفولوجيا على نحو بسيط ، يتناسب مع المتخصصين في العلوم الانسانية على اختلافها ، وهو وإن تعرض في بعض الأحيان للجيولوجيا والعلوم الهندسية إلا أنه يركز على العملية الجيومورفولوجية ودورها في تكوين الظاهرة الجغرافية .

ويقع الكتاب في تسعة فصول ، اختص الدكتور محمود دياب راضى بالمقدمة والفصول الأربعة الأولى واختص الدكتور محمد صبرى محسوب سليم بالفصول الخمسة الأخيرة .

عنى المؤلفان بدراسة دور العمليات الجيومورفولوجية في تطور الأشكال الأرضية ، ودور الانسان كعنصر فعال ومؤثر في هذا المجال ، وإن كان ثمة نقص في هذه الطبعة من هذا الجهد المتواضع ، فالمؤلفان حقيقان بأن يتداركا هذا النقص في طبعات أخرى مزيدة منقحة .

ويطيب للمؤلفين في هذه العجالة أن يتقدما بالشكر لكل من مد إليهما يد العون في سبيل اخراج هذا الكتاب ، ويخصان بالشكر السيدين : حسنى عطية وأحمد الزامللى المدرسان المساعدان بقسم الجغرافيا جامعة القاهرة ، جزاهما الله تعالى على حسن صنعها كل خير .

المؤلفان

القاهرة في سبتمبر ١٩٨٩

مقدمة

لقد استقطبت مناهج البحث في الجيومورفولوجيا نموذجين للدراسة منذ أن أصبح هذا العلم أحد فروع الجغرافيا أو الجيولوجيا ، وظهر النموذج الأول عن دورة التعرية في عام ١٨٨٩ The Cycle of Erosion على يد « وليم موريس ديفز » W. M. Davis وهو يشرح عام لتطور الأشكال الأرضية ، ولقد كان هذا النموذج وصفيا ، يعالج الأشكال الأرضية في ضوء ثلاثة متغيرات هي : التركيب الجيولوجي ، والعملية التي تشكل المظهر التضاريسي والمرحلة التي يمر بها ذلك المظهر التضاريسي ، وقد أهمل « ديفز » كلا من التركيب الجيولوجي والعملية لحساب المرحلة Stage . وعلى الرغم من أن العملية تتحد في مضمون الدورة ، إلا أن وجه الأرض في نظره يمر بمراحل تطورية يمكن رؤيتها وملاحظتها في الطبيعة ، وتعتبر دورة التعرية مثالا للنظام المغلق Closed System فهي تعتمد على مجموعة من الأوضاع الأصلية Initial Conditions تتطور تطورا طرديا معتمدة في ذلك على زياده في الطاقة وعلى عامل الزمن ، فالدورة نفسها هي عملية النحت المستمر للسطح الأصلية حتى تصل بها الى مرحلة السهل التحاتي . ومنذ البداية كانت دورة التعرية تسير نحو قبول فكرة وصول الأرض الى مرحلة السهل التحاتي ، ومع تزايد المعلومات والبيانات عن مظاهر سطح الأرض المعقدة صار واضحا أن دورة التعرية بهذا الوصف تبسط فوق العادة عمليات النحت والارساب ، وإن السهل التحاتي بالمفهوم التقليدي أصبح من الصعب العثور عليه .

ولقد نتج عن عيوب تطبيق نموذج دورة التعرية التحول نحو النموذج الثاني وهو ما يعرف بالنظام المفتوح Open System Model والذي يعرف أحيانا بالتوازن الديناميكي Dynamic Equilibrium . فعلى الرغم من أن هذا النموذج قدمه

(جلبرت) Gilbert عام ١٨٧٧ - أى قبل ظهور نموذج دورة التمرية - إلا أنه لم يحظ بالقبول حتى استخدمه «ليوبولد»، «مادوك» عام ١٩٥٣ فى دارستها للهندسة الهيدروليكية لمجارى الأنهار - Hydraulic Geometry of Stream channels ويعتمد المفهوم الجيومورفولوجى للتوازن الديناميكي ولنظرية (رسول سطح الأرض، الى حالة التوازن الثابت steady state على أن ملامح سطح الأرض تتشكل نتيجة التفاعل بين الجسم والطاقة من خلال نظام معين، ويرى أن ملامح سطح الأرض حين تتجه نحو حالة التوازن هوفى الحقيقة توازن بين العملية والشكل، ولا يعتمد نموذج النظام المفتوح على الزمن حيث لا يمكن حساب الفترة الزمنية التى يستغرقها كل شكل من أشكال سطح الأرض للوصول الى مرحلة التوازن، لذلك ففهوم التوازن الديناميكي هو مفهوم النظام المفتوح لان التوازن الديناميكي يفترض دخول وخروج كميات متساوية من الطاقة والمادة خلال نظام معين وخلال فترة زمنية معينة Chorley et.al., 1971

ولمعتقدت كثير من الدراسات التى استخدمت نموذج النظام المفتوح أن عملية التوازن تحدث بين أى جزئين من سطح الأرض، فإذا استطعنا تثبيت المتغيرات المستقلة Independent Variables قد يتبعه حدوث حالات من التوازن الثابت، وعلى هذا الأساس تجمع كثير من البيانات من الطبيعة لتعميم فكرة الثبات، وقد تبين فى السنين الاخيرة ان مرحلة الثبات لم تحدث ولا يمكن توضيحها (Bull, 1975; p. 1422).

وقد أثبتت بعض الدراسات أن بعض مظاهر سطح الأرض لا تتفق ونموذج التوازن الديناميكي، ويظهر ذلك فى دراسات كل من: Wänthafstin, 1975; Carndeu, 1971, Burkham; 1972, Wdman, 1972, and woman and Gerson, 1978 وللتقليل من حجم الانتقادات الموجهة الى نموذج التوازن الديناميكي أو نموذج النظام المفتوح حاول المشتغلون بالجيومورفولوجيا اعطائه مفهوما جديدا على النحو

• وازن الديناميكي هو نظام ليس فى حالة توازن ثابت، ولكنه يسعى الى، ويتذبذب بصفة عامة حولها. ولقد شجع Bull, 1975 المشتغلين

بداية الجيومورفولوجيا على استخدام نموذج أكثر شمولاً ومرونة مثل النموذج اللومترى Allometric Model فالنظام اللومترى هو نموذج تطور في العلوم البيولوجية ، يدرس المعدلات النسبية للنمو أو معدل التغير الجزئين في جسم واحد ، وبتطبيق النموذج اللومترى في الجيومورفولوجيا أصبح المجال فسيحاً لاستخدام الأسلوب لكى لقياس المتغيرات التى تطرأ على أجزاء الظاهرة الجيومورفولوجية في إطار لتغير الشامل هذه الظاهرة مع المقارنة بالظواهر الأخرى في نفس المنطقة ، وفي هذه الحالة يعتبر التحليل اللومترى للمتغيرات وسيلة Technique وليس سوذاً Model فهذه الوسيلة التجريبية تعتبر العلاقة بين متغيرين علاقة وظيفية في معادلة على النحو التالي :

$$ص = أ (س)^ب$$

حيث أن ص = المتغير التابع ، س = المتغير المستقل ، ب = معدل التغير في ص متأثر من س ، أ = المتوسط الحسابي لقيم ص أو نقطة تقاطع خط الانحدار مع محور لصادات .

وتعتبر معادلات العلاقة الوظيفية البسيطة نماذج للتحليل اللومترى من حيث لشكل والمضمون وقد كان استخدامها في دراسات التعرية النهرية واسع لنطاق ، كما استخدمت في وصف العلاقات الجيومورفولوجية والهيدرولوجية منها على سبيل المثال دراسات كل من : Lacey, 1930, Bull, 1964 Hedman, 1970, Carson and Kirby, 1972, Graf, 1978, and Wolman & Gerson, 1978.

وكما ذكرنا أن النموذج اللومترى لا يأخذ في الحسبان التداخل والتفاعل بين لمتغيرات الأخرى داخل النظام إلا أنه أمكن التغلب على ذلك بإدخال التحليل لاحصائى للظاهرة بواسطة معادلة خط الانحدار متعددة المتغيرات ولقد واجهت لمتشغلين في علم البيولوجيا نفس الصعوبات التى واجهت المتشغلين بالجيومورفولوجيا ، فعلى سبيل المثال إذا أخذنا العلاقة بين تطور حجم رأس لغزال وحجم جسمه فقد يتعرض أحد الجزئين لمتغيرات أخرى ويحدث تعقيداً في لعلاقة ، واستطاع المتشغلون في علم البيولوجيا تحديد نسبة الخطأ بين تطور الجزئين . رأس وجسم الغزال) ، إلا أن تحديد نسبة الخطأ في العلاقة بين المتغيرات

الجيومورفولوجية كانت أكثر صعوبة ، فالعلاقة بين عرض المجرى المائي وحجم التصريف في الأنهار الفيضية Alluvial Streams قد تتعرض لتأثير الاختلافات المكانية والزمنية مثل تواريخ الفيضانات ومدى ترددها ، كما تتعرض أيضا لتغير حجم وخصائص الرواسب وتوزيع النبات الطبيعي وإذا أخذنا في الحسبان كل هذه المتغيرات في دراسة العلاقة بين عرض المجرى المائي وحجم التصريف في الأنهار الرملية Sandy Streams قد تعطى مؤشرا خاطئا .

ولقد تضاءلت مشكلة تأثير المتغيرات المتعددة داخل النظام الطبيعي أمام استخدام أجهزة الكمبيوتر التي تستخدم البرامج متعددة المتغيرات فهذه البرامج تقلل من الانحرافات عن الاتجاه العام الذي تسير فيه الظاهرة Least Square Regression وتقلل من نسبة الخطأ في كل عملية حسابية ، وبالإضافة الى ذلك فهي تحدد بشكل دقيق نسبة الخطأ في كل معادلة من معادلات العلاقة الوظيفية Power Function Equation وهذا الخطأ عادة يعبر عنه بأنه نسبة تفاعل العوامل الاخرى داخل النظام الطبيعي .

ومن أجل حساب معادلة صحيحة يجب أن يكون الاس Exponent في العلاقة بين المتغيرين « وهي قيمة ب في المعادلة $V = A(S)^B$ » ليس متأثرا بأي من العوامل الاخرى ، أى تفترض أن يكون هناك علاقة بين متغيرين فقط مع ثبات العوامل الاخرى داخل النظام ، ثم بعد ذلك يضاف تأثير العوامل الاخرى الى العلاقة الاصلية ، وهكذا فان مفهوم الاس هو تعريف بالعلاقة في صورة معادلات تغير أو علاقة وظيفية بين متغيرين Invariant Power Function . فالمقصود بالاصطلاح Invariant هو معدل التغير أو قيمة الاس في المعادلة بغض النظر عن أن العلاقة هي بين متغيرين أو أكثر والتي يعبر عنها ب.ب.ب في معادلة خط الانحدار متعددة المتغيرات .

$$V = A(S)^B (S)^{B'} (S)^{B''}$$

والخلاصة ، فان استخدام معدل التغير بين المتغير التابع وكل من المتغيرات المستقلة Fixed Exponent يكون اما من خلال علاقة وظيفية بسيطة (أى بين متغيرين

فقط) أو متعددة يمكن الاستفادة منه وتبرير استخدامه حيث لابد من أن يؤخذ في الاعتبار العلاقة بين المتغيرين الأولين على أنها علاقة وظيفية Invariant Power Function وبإضافة المتغير التالي نستطيع تحديد ما يضيفه هذا المتغير على طبيعة العلاقة الأولى ، وأبسط تعبير على ذلك هو معادلة خط الانحدار المتعددة المتغيرات Multiple Power Function Equation فإذا أثبتت الدراسات مثلاً العلاقة بين متغيرين على أنها علاقة طردية ولها قيمة محددة (قيمة ب) وأردنا تطبيق نفس العلاقة في إقليم آخر أو زمن آخر فقد يحدث وأن توجد متغيرات أخرى غيرت في العلاقة الأصلية وجعلتها علاقة عكسية مثلاً أو زادت من (قيمة ب) أو أنقصت منها ، وفي هذه الحالة تكون قيمة العلاقة الجديدة بين كل متغير جديد والعلاقة الأصلية هو مقدار الفروق المكانية والزمنية وهي حينئذ (قيمة ب الجديد) . والهدف من ذلك أن دراسة العلاقة الوظيفية بين أى متغيرين هو دراسة العلاقة بين العملية والشكل ، ولا يمكن فصل أحدث العمليات الجيومورفولوجية عن الملامح التاريخية لتطور الشكل . ولذلك ظهرت مفاهيم عديدة في الجيومورفولوجيا واستعرضنا أهمها في المقدمة . وربما سوف لا نعرف أبداً أى من النماذج التى تناسب تماماً الطبيعة المعقدة لعلم الجيومورفولوجيا . ولكن هذا لا يهم ، فالمهم هنا أنه قد تحول اهتمام الجيومورفولوجيين نحو دراسة وتحليل العملية الجيومورفولوجية . ولقد تبين لهم أنه بدراسة العلاقات الوظيفية بين المتغيرات يمكن لعلم الجيومورفولوجيا تقديم المعلومات المفيدة للعلوم الأخرى . كما أن دراسة أشكال سطح الأرض من خلال المكان وليس من خلال الزمن هو اتجاه صحى وقوى للجيومورفولوجيا وأنها علم واضح المعالم بين العلوم الطبيعية .

أسس الجيومورفولوجيا الحديثة

أ — مفهوم التوازن الديناميكي :

يحدث عند سطح الأرض التفاعل بين الغلاف الغازى والغلاف المائى والغلاف الجوى والغلاف الصخرى . وكل من هذه الأغلفة تعرض أمامنا تعقيدات هائلة بتفاعلها مع بعضها . ومن هنا نواجه المشكلة نحن كجغرافيين فى محاولة فهم

هذا التفاعل . ولأن كل غلاف يتضمن كثيراً من المتغيرات الخاصة به فإنه على حده ، أياً ، يلعب دوراً أساسياً في تطور سطح الأرض ، وهذا هو التحدي الحقيقي . ولما نشأ هذا العلم فلا بد من تبسيط هذه التعقيدات الموجودة على سطح الأرض ، ويمكن الوصول إلى ذلك بإعتبار الشكل والعملية علامات مميزة للمكان عندما نناقش ذلك ، وهذا لا يعنى أن الشكل والعملية لا يتغيرا بل يتغيرا لأن طبيعة الأرض وغلافها الغازي يتطلب ذلك . وإذا ثبتنا عامل الزمن على سبيل المثال لفهمنا العلاقة بين العملية والشكل ، ونحن كجغرافيين نأمل أن نفهم لماذا يتغيرا . وفي هذا الاتجاه فإن الشكل والعملية يعكسا هذا التوازن اللحظي في الطبيعة ، وهذا هو التوازن الدقيق بين قوى التغير وقوى المقاومة .

ومفهوم التوازن ليس جديداً ، فلقد قدمه جلبرت سنة ١٩١٤ وجدد وشبابه هاك سنة ١٩٥٠ وله جذوره الكمية في أعمال سترهلس سنة ١٩٥٧ وبنى هذا المفهوم في ثوبه الجديد تشورلى سنة ١٩٦٢ في تطبيقه لنظرية النظم العامة في الجيومورفولوجيا . وهذا المفهوم له بعض المميزات في الدراسات الجيومورفولوجية على النحو التالي :

- (١) أن هذا المفهوم يوضح العلاقة الأكيدة والمتبادلة بين الشكل والعملية .
- (٢) أنه يؤكد الطبيعة المعقدة والمتشابكة بين المتغيرات الجيومورفولوجية .
- (٣) ليس للمفهوم حدود معينة تلزم الدارس بها .

ب- قوى التغير في الأشكال الأرضية والعناصر المقاومة بها :

ومن خلال منهج الأنظمة في الجيومورفولوجيا يمكن أن نرى أن الأشكال الأرضية تمثل بعض التفاعلات بين القوى المغيرة والقوى المقاومة لهذا التغير . فالقوى المغيرة في الجيومورفولوجيا هي المناخ والجاذبية الأرضية وبعض القوى الأخرى الناتجة أو القادمة من باطن الأرض ، أما المقاومة فتوجد في الإطار الجيولوجي لسطح الأرض ، والعملية فشيء آخر ، فيمكن اعتبارها على أنها منهج أو طريقة إنتاج شيء من شيء آخر ، أو هي المركبة التي تنقل كمية من المواد من نظام معين لتشارك أو تصبح ضمن نظام آخر .

وبصفة عامة ، فالعمليات إما خارجية أو داخلية . ودائماً ما تعمل العمليات الخارجية على سطح الأرض أو بالقرب منه ، وهى تعمل عادة بواسطة الجاذبية والقوى الموجودة فى الغلاف الغازى ، أما العمليات الداخلية فتعمل من باطن الأرض . ومثل أى وسيلة أخرى فالعمليات الخارجية تتغير بواسطة قوى المقاومة وقوى الدفع لها . والعملية التى تقوم بعمل أكبر وتنتج معظم الأشكال الأرضية تعتمد بصفة أساسية على قوة الدفع فيها ومقدار المقاومة الموجودة فى السطح ، وهذا ما يفسر الاختلافات الهائلة بين الأشكال الأرضية التى نراها الآن :

ج - حدود التغير فى النظام الطبيعى : Thresholds

إن أى مفهوم يشرح أو يفسر معنى التوازن يتضمن على وضع مضاد لوضع أخرى أو ما يسمى بعدم التوازن . فإذا تطلبت مختلف العوامل الخارجية رد فعل معين من النظام فإنه يحدث أن توجد فترة من عدم التوازن التى يكون فيها الشكل والعملية بعيدان عن التوازن المنشود . فمثلاً تعتبر الإنزلاقات الأرضية وحفر الأخوار أمثلة واضحة لعدم التوازن حيث أن المنحدرات لا تحتفظ طويلاً بتوازنها وثباتها عندما تتغير العملية المغيرة (مثل هطول الأمطار الغزيرة والمفاجئة) أو/والجيولوجيا . ومثل هذه العمليات تمثل أحداثاً تظهر على أنها أنظمة تحاول أن تؤسس توازناً جديداً .

وبعض الأحداث قد تحدث فجأة أو ببطء متجهة نحو توازن جديد تبعاً لمقدار عدم التوازن الموجود ، وهذا يتطلب طاقة كبيرة . وحدود هذا التوازن هى الحالات الحرجة أو نقط التغير Thresholds . وهذه النقط لا بد وأن تحدد قيمتها فى النظام . فمن الناحية النظرية لا بد وأن تحدد هذه القيمة أو هذه الحالة التى يتغير عندها هذا النظام إلى حالة أو وضع جديد ، ولكن حتى الآن لم نستطع أن نحددها . فعظم البحوث الجيومورفولوجية تحاول أن تحدها ، وهذا مجال خصص للباحثين .

وقد أطلق شم سنة ١٩٧٣ Schumm على استجابة النظام الطبيعى

للتعبير بـ سبب عمليات خارجية وعمليات داخلية إصطلاح

Extrinsic Thresholds ، Intrinsic Thresholds

. والأمثلة على ذلك كثيرة ومعروفة لدى الجيولوجيين مثل

السرعة الحدية في النهر التي عندها تبدأ الرواسب على القاع في الحركة مع جسم الماء بالمجرى ، وأى تغير في هذه السرعة يسبب عدم التوازن في المجرى . كذلك توجد أمثلة أخرى من الماضى حيث استجابت بعض النظم الطبيعية للتغيرات المناخية في البلايستوسين والهولوسين .

ومن الطبيعى أننا لا يمكن أن نحصل على البيانات المطلوبة ، لتعيين حد التغير في النظام الطبيعى في وقت قصير، ولكن مع الوقت يمكننا ذلك ، والدليل أن شم وباتون Schumm - Patton قد حيدا هذه القيمة الحدية للتغير في النظام الطبيعى عندما درسا عدم الانتظام في النحت وحفر الأخوار، بحوض تصريف نهر Yellow Creek بشمال غرب ولاية كلورادو بالولايات المتحدة ، بدراسة العلاقة بين أقصى معدل للنحت (الحفر) وأكبر درجة لانحدار السفوح . ولقد توصلوا إلى أن أى حوض تصريف تزيد مساحته عن ٤,٦ كم^٢ ويميل سطحه بدرجة معينة عندها تبدأ المياه المتجمعة في حفر وتعميق المجرى الرئيسى للحوض . ولقد أصبحت هذه القيم الحدية فيما بعد تستخدم في دراسات كثيرة لتحديد أى من أحواض التصريف التى تزداد فيها معدلات النحر وأياها يظهر فيها مناطق للإرساب ، واستخدمت هذه القيمة فيما بعد في عمليات التخطيط المختلفة .

د - مفهوم السبب والنتيجة (الأثر) :

لماذا كانت الدراسات الجيومورفولوجية مميزة في الجيولوجيا عنها في

الجغرافيا ؟ والسبب أن الجيولوجيين اعتبروا منهج النظم Systems approach والقيمة الحدية Thresholds هما مكونات مفهوم

السبب والنتيجة . وهذا المفهوم بدوره أساسى في التاريخ الجيولوجى حيث توجد النتيجة (أو الأثر) على الصخور و يبقى السبب هدفنا بالبحث والتحقيق . و يبقى أيضاً أمامنا دون تفسير : كيف يعمل النظام الطبيعى ؟ . ونحن نعرف على

سبيل المثال أن التغيرات المناخية في عصر الهولوسين كانت عنيفة مما أدى إلى انقلاب كل التوازنات الموجودة في النظم النهرية وقد أحدثت تغييرات هائلة . والذي يحيرنا اليوم نحن كجغرافيين أن ما يحدث اليوم هو عكس ما حدث في الهولوسين . وقد تعرف الدارسين على السبب، والسؤال الهام الآن هو كيف نعرف أن ما حدث منذ ٣٠٠ مليون سنة مضت على مدى التاريخ الجيولوجي هو ما يحدث الآن ؟ . وللإجابة على ذلك لابد وأن نبسط هذا النظام الطبيعي ونفسر عملياته كل حده في شكل علاقات سببية .

وطبقاً لما تقدم سوف يكون اهتمام هذا الكتاب بالعمليات الجيومورفولوجية . والعملية تعنى ميكانيكية الفعل ، ويمكن شرح مركبها من خلال تطبيق الأسس الطبيعية والكيميائية للأشياء . فعلى الرغم من أن بعض القراء يهتمون بوصف الشكل بدلاً من دراسة العملية إلا أن الكتاب يحاول الربط بين العملية التي نناقشها والأشكال الأرضية . وعلى الرغم أيضاً من وجود فراغ كبير بين دراسة العمليات الجيومورفولوجية التي تدرس على مقياس صغير ، ودراسة الأشكال الأرضية التي تدرس على مقياس كبير إلا أن هذا الكتاب يحاول تبسيط العلاقة بين العملية والشكل لنستطيع فهم تطور الأشكال الأرضية بمقياسها الأكبر .

الفصل الأول

عمليات التجوية والانحيارات الأرضية

- أولاً : التجوية الكيميائية .
- ثانياً : التجوية الميكانيكية .
- ثالثاً : نتاج التجوية .
- رابعاً : الانحيارات الأرضية للتربة والصخور .

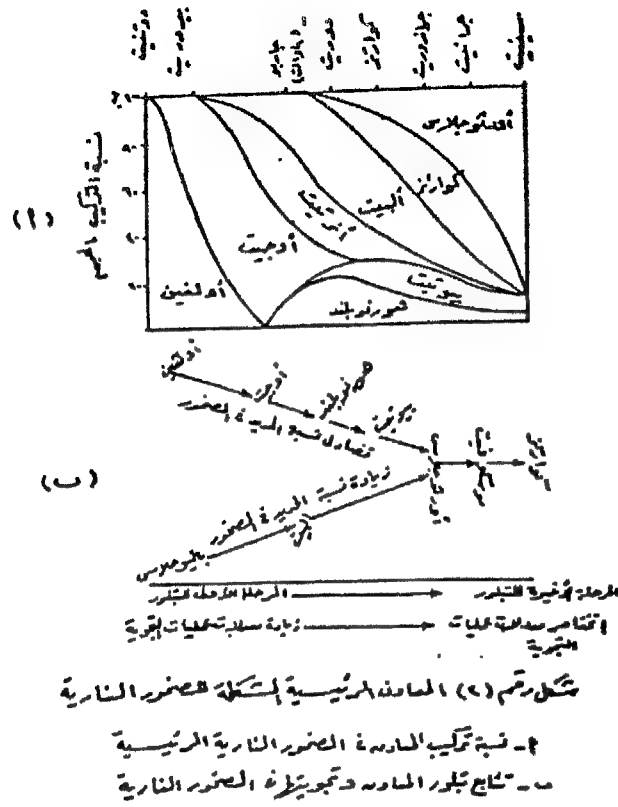
الفصل الأول عمليات التجوية والانهارات الأرضية

مقدمة :

لقد ركزت التعريفات الجيومورفولوجية والمناقشات العلمية لعمليات التجوية على الجوانب الهدامة لعمليات التجوية واهملت أن تشير الى أن عمليات التجوية هي عمليات جيولوجية على جانب كبير من الاهمية لوجود الانسان على سطح الارض . ولتوضيح ذلك ببساطة نجد أنه اذا قارنت سطح الارض بسطح القمر نجد الاول قد استفاد بعمليات التجوية على مدى ملايين السنين ، وهذه العمليات تكونت التربة الصالحة للزراعة والمعادن المختلفة اللازمة لوجود الحياة ، كما ترسبت المعادن وتكونت في القشرة الارضية التي قامت عليها حضارات عديدة .

وتتضمن أنواع هذه العمليات بمفهومها الشامل أكثر من عمليات تحلل العناصر الكيميائية المكونة لسطح الأرض ، وتفكك الصخور ، بل أنها تمثل درجة الاستجابة للمواد الصخرية التي في حالة توازن مع طبيعة الصخور الملامسة أو القريبه من الغلاف الغازي والغلاف المائي والغلاف النباتي والحيواني . ان عمليات التحويه تعمل على تحول صخور الارض من الحالة الكتلية Massive الى الحالة الرضيفية Clastic . وبتعبير علمي نجد أن التجويه تشمل على عمليات تفاعل مع بعضها في نطاق تشابك فيه الصخور والهواء والمياه والمواد العضويه فينتج عن هذا التفاعل تغيرات كيميائية وطبيعية لسطح الارض .

ولقد استطاع الانسان أن يعرف أثر التجويه على الصخور . فثلا قد اختار صخور البناء وعرف أنواعها المختلفه التي تتحمل عوامل التجويه ، فهناك صخور تعيش طويلا دون أن تتحلل أو تتفكك في بيئه مناخية معينه بينما تتغير وتحلل اذا



فالمياه الدافئة على منحدرات جبال الجرانيت في هونج كونج تكون أكثر فاعلية عن المياه الباردة المتحدرة على جبال الحجر الجيري في منطقة بيكس بيك بالولايات المتحدة. كما أن مكونات الاخير الكيمائية تتحلل في المناخات الرطبة بصورة أسرع عنها في المناخات الجافة. وفي كلتا الحالتين فان منحدرات الجبال تكون أكثر عرضه لعمليات التجوية عنها في المناطق الاقل انحدارا. كما ان الغطاء النباتي يقوم بحماية التربة من عوامل التجوية الا أنه من ناحية اخرى يقوم بمد التربة بالمواد العضويه والحمضيات التي تنشط عمليات التجوية الكيمائية. وأخيرا عامل الوقت أو الزمن يكون له أثره حينما تبلغ الصخور عمرا اكبر فيكون تعرضها للتجوية أطول.

ومن اجل الحصول على فكرة أوضح في كيفية عمل التجوية في تطور أشكال سطح الارض يجب ان ندرس المجموعات المختلفة لعمليات التجوية لنرى كيف تعمل اما فرادى أو في مجموعات بينما تستمر الطبيعة في نقل المواد الأرضيه وترسيبها .

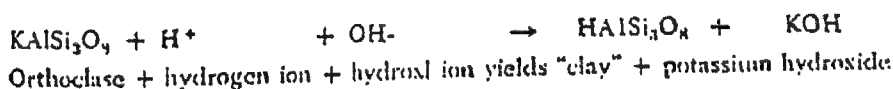
أولا : التجوية الكيميائية

من أجل تسهيل دراسته عمليات التجوية تقسم التجوية عامة الى قسمين رئيسيين هما التجوية الميكانيكية Mechanical Weathering والتجوية الكيميائية Chemical Weathering ولقد وجدت الدراسات الحقلية أن التجوية الميكانيكية والتجوية الكيميائية عادة تعمل في وقت واحد حيث تقوم العمليات الميكانيكية على تهيئة البيئة الطبيعية لعمليات التجوية الكيميائية وللعكس أيضا .

وتتألف عمليات التجوية الكيميائية من تفاعلات كيميائية عديدة بين السوائل والغازات التي يتكون منها الغلاف الغازي والمائي فوق وتحت سطح الارض وبين الصخور والمعادن والرواسب والمواد العضوية التي تتألف منها القشرة الأرضية مثل : التحلل بالماء Hydratsis والتميؤ Hydratsion والكربنة Carbonation والاكسدة Oxidation وأخيرا الإذابة Solution

التحلل بالماء

في هذا النوع من التفاعل تحل أيونات المعادن Metallic Ions محل هيدروكسيل الصخور، حيث يعمل هذا التفاعل مع عملية التميؤ على تحرير ذرات الطين . وتوضح المعادلة التالية عملية التفاعل بين أيونات الهيدروجين (H) مع هيدروكسيل الصخور (HO) على النحو التالي

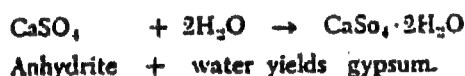


أورثوكلاز + أيونات الهيدروجين + أيونات الهيدروكسيل تنتج طين + أيدروكسيد البوتاسيوم .

وتوضح المعادلة التفاعل بين العناصر المعدنية وأيونات الهيدروجين الموجوده في الماء . ويعرف هذا التحلل بالمياه كيميائيا بالتفاعل بين الملح والمياه لينتج عنه أحماضا قاعديه . وباستمرار تدفق المياه العذبه وتكوين الأحماض العضويه سوف تضمن التربه تدفق ايونات الهيدروجين عليها ، وبما أن ايونات الهيدروكسيل تحملها المياه التي في التربه الى المياه الجوفية فان المياه القلويه لا يستمر وجودها في التربه اذا ما استقبلت المياه العذبه باستمرار .

٢- التميؤ (أو الاتحاد مع الماء)

توضح المعادلة التاليه عملية امتصاص المياه فيتحول الانهادرأيت الى جبس

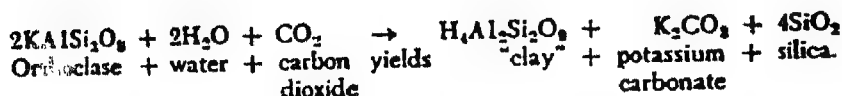


كبريتات كالسيوم لامائي + ماء تعطى كبريتات كالسيوم مائي (جبس) وتظهر عملية التميؤ دائما مع تفاعلات أخرى مثل عملية التحلل بالمياه والكربنه والاكسدة فباستمرار عملية التميؤ يزداد حجم الصخور وبالتالي يكون من السهل تفتيتها وتكسيرها وهذا يوضح كيف تعمل عمليات التجوية الكيميائية على وجود عمليات ميكانيكية فتتكك الصخور وتكسرهما .

٣- الكربنه

الكربنه هي عملية اتحاد كيميائي بين ثاني اكسيد الكربون (CO_2) أو أيون البيكربونات (HOC_3^-) مع المعادن في الصخور . وبوجود ثاني اكسيد الكربون في الغلاف الغازي وفي التربه فانه يذوب أو يتحد مع الماء ليكون حامض الكربونيك (H_2CO_3)

لذلك فصخور القاعدة التي تحتوى على عناصر البوتاسيوم والصوديوم أو البكالسيوم مثل الصخور الجرانيتيه فانها سرعان ماتتعرض لعمليات التجويه الكيميائيه بالكربنه أو التحلل بالمياه كما توضحه المعادلة التاليه :



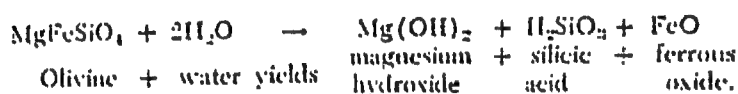
أرثوكلاز + ماء + ثاني اكسيد الكربون = طين + كربونات البوتاسيوم + سيلكا

و يتضح من المعادلة أيضا أن كربونات البوتاسيوم تذوب في الماء وتحمل بعيدا عن التربة تاركة الطين والسيلكا .

٤ - الأكسدة

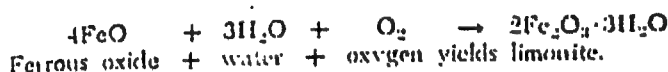
عندما يضاف الأكسجين أو يحل محل عناصر أخرى في المعادن فتسمى هذه بالأكسدة .

و يتضح ذلك في الحياة عند ترك قطعة من المعدن في الخارج معرضه للبلل بالرطوبة أو المياه لفترة من الوقت فيتكون الصدأ عليها . لذلك فعظم الصخور التي تحتوى على مجموعه من المعادن مثل الأولوفين الذى به نسبة عالية من الحديد بالإضافة الى عناصر مركبه من السيلكا سرعان ماتأثر بعملية الأكسدة ، و يتضح ذلك من المعادلة التالية :



اوليفين + ماء = ايدروكسيد مغنسيوم + حامض سيليك + اكسيد الحديدوز

و بتفاعل كل من الأكسدة والتحلل بالماء تتحول المعادن في الصخور الى ايدروكسيد المغنسيوم وحامض السيليك واكسيد الحديدوز من الاولوفين . وبتحلل اكسيد الحديد مع الماء بواسطة عملية التميؤ يذ من الأكسجين فان اكسيد الحديد يتحول الى معدن الليمونيت كما توضحه المعادلة التالية :



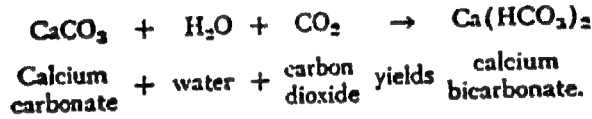
اكسيد الحديدوز + ماء + اكسجين = الليمونيت .

وعادة ماتتضمن عملية الأكسدة موت بعض المواد العضوية وتحللها واختلاطها ببعض المعادن الموجودة في قشرة الارض وهذه العمليات هي التي تعمل على تشكيل التربة .

٥ - الاذابة

عندما تسقط الامطار على التربة فانها تغسل مكوناتها وتحمل المواد المعدنية

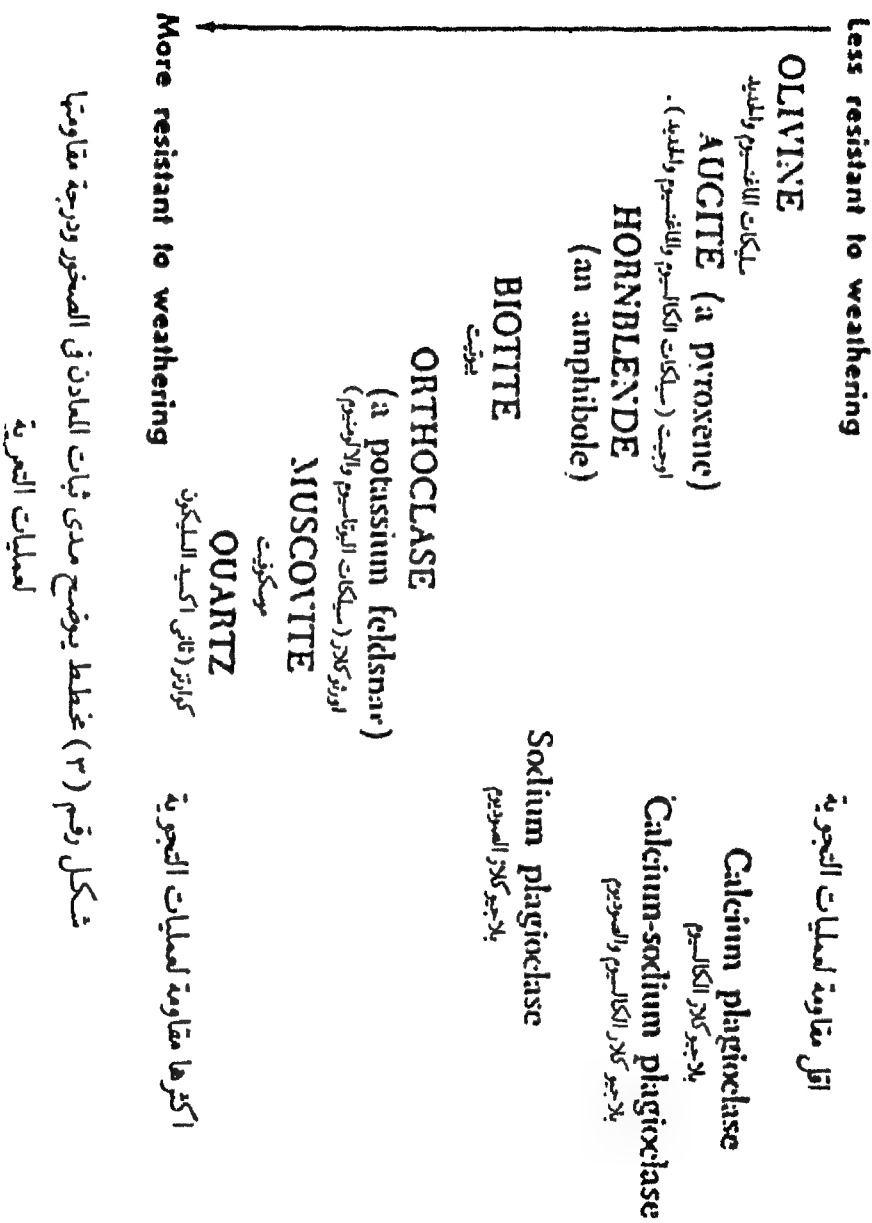
التي تعرضت لعمليات تجويه كيميائية إلى المياه الجوفية . فتوجد بعض المعادن الجيولوجية في التربة مثل الاملاح والجبس وهذه سرعان ماتذوب في المياه مباشرة ولا يفوتنا ان نذكر أن تعرض المواد المكونة للتربة لعملية أو لعدة عمليات كيميائية فانها تمهد لمزيد من أنشطة عمليات تجويه كيميائية أخرى . ومن اهم عمليات الاذابة هي اذابة كربونات الكالسيوم أو غسلها من التربة مما ينتج عن ذلك محلول بيكربونات الكالسيوم في التربة وهو ما توضحه المعادلة التالية :



كربونات كالسيوم + ماء + ثاني اكسيد الكربون = بيكربونات الكالسيوم
ويوضح الرسم البياني التالي (شكل رقم ٣) ترتيب المعادن على أساس مقاومتها لعمليات التجويه الكيميائية حيث تؤلف هذه المعادن مجموعة الصخور النارية والصخور المتحولة .

ولقد وضع هذا الرسم على أساس بيانات مأخوذة من الطبيعة مرتبة طبقاً لمدى ثبات معادنها ومقاومتها لعمليات التجويه الكيميائية كما قدمها جولدش ١٩٣٨ (١) Goldich و يبين الرسم البياني لجولدش أيضاً مدى صلابه الصخور لعمليات الضغط والحرارة على سطح الأرض ، كما أن الصخور والمعادن التي تستجيب لعمليات التجويه الكيميائية والميكانيكية فانها صخور تتجه نحو التوازن .

(١) Goldich, S.S., 1938, A Study in Rock Weathering, Journal of Geology, Vol. 46, pp. 17-58



ثانيا : التجوية الميكانيكية

تعمل عمليات التجوية الميكانيكية على تفكك وتلين الصخور وجعلها عرضة لعمليات التجوية الكيميائية وذلك بتكسير الصخور وتعرية السطوح المدفونة . وكثيرا من هذه النشاطات ما تحدث في نفس الوقت . فعلى سبيل المثال تنحطم الصخور وتتحلل في آن واحد ، وعندما تتزايد عمليات التجوية الكيميائية يزداد الضغط على الطبقة الصخرية السفلى وتحدث فيها الشقوق ثم تتكسر الخ . والتي تصبح هي الاخرى عرضة لمزيد من عمليات التجوية الكيميائية . وهناك أنواع عديدة من عمليات التجوية الميكانيكية مثل :

- (أ) تمدد الصخور نتيجة لازالة السطوح الصخرية المحمولة عليها Unloading
- (ب) عمليات التبلور والتجمد وانواع أخرى من النمو البلورى داخل الشقوق الصخرية . Frost Wedging or Frost Heaving
- (ج) النشاطات العضوية . Organic Activities
- (د) تكثف سطح التربة . Colloidal Plucking
- (هـ) التمدد والانكماش بالحرارة . The Expansion and Contraction of Rocks.

هذا ونعرض بعض من هذه العمليات بإيجاز لتعرف من خلالها على التجوية الميكانيكية كعملية من العمليات الجيومورفولوجية التى تشكل قشرة الارض .

(أ) إزالة السطوح الصخرية

عندما تزال السطوح الصخرية بأحد عمليات التجوية الاخرى فان هذا يؤدي الى تمدد الصخور القاعدية وتحدث بها شقوق تكون موازية تقريبا لسطح الارض أى أنها شقوق تحدث فى القشرة الخارجية فقط وليست تصدعا رأسيا فى الجسم الصخرى الكبير . ومن خصائص هذه الشقوق السطحية أنها متقاربة جدا تصل فيما بينها المسافة : أحيانا الى بوصة واحدة بينما تصل المسافة بين الشقوق العميقة الى عدة أقدام . وكنتيحة لهذا التمدد والتشقق فى الصخر فإنه يحدث ما يعرف باسم عملية التقشر Oxfoliate للطبقة السطحية للصخور .

(ب) تبلور الثلج في الصخور

هونوع آخر من عمليات التجوية الميكانيكية تحدث ضغطا ثم تحطيم للصخور بواسطة تراكم بلورات الثلج في الشقوق الصخرية . هذه البلورات الثلجية تتكون نتيجة لتجمد المياه بالشقوق وتحويلها الى بلورات ثلجية ، وأحيانا تتكون هذه البلورات من الاملاح الناتجة عن التحلل في المناخات الجافة . فعملية التجمد للمياه داخل الشقوق الصخرية لها اثر كبير على تحطيم الصخور، حيث تتجمد المياه وتتراكم بلورات الثلج داخل هذه الشقوق . وعادة ماتتقاسم قوة الضغط هذه وتحدث أثرها البالغ في تحطيم الصخور عندما تتعاقب عمليات التجمد والذوبان للمياه الموجودة بالشقوق . وعلى الرغم من عظم قوة هذه العملية على تحطيم الصخور فانها لا تحدث الا في الطبقة القريبه من السطح . وعادة ماتوجد هذه العملية في المناطق الجبلية المرتفعة ومتوسطة المطر حيث تتعرض السفوح الجبلية للتحطيم وانهيار الركامات الصخرية على اقدام هذه الجبال . و يطلق على تراكم هذه

المفتتات الصخرية اسم فليسيمير Felesenmeer, from the German "rock sea"

(ج) النشاطات العضوية

فعلى الرغم من أن النشاطات العضوية كيميائية فانها تتضمن بعض العمليات الميكانيكية . فموجذور الاشجار أحيانا يعمل على توسيع الشقوق والفواصل في الصخور . كما أن بعض الحشرات التي تعيش في باطن الارض وكذلك الديدان الطينية تعمل هي الاخرى على خلق شقوق وفواصل جديدة كما أنها تخرج المواد الصخرية المفتتة الى السطح وتجعلها عرضة لعمليات تجويه اخرى بواسطة الماء والهواء .

(د) تمدد وانكماش الصخور بالحرارة

نظرا لان الصخور لا تحتفظ بالحرارة طويلا فان السطح الخارجى للكتل الصخرية يسخن بشده من اشعة الشمس المباشرة عليها دون أن تتخلل الحرارة في الصخر اكثر من بضعة بوصات في الطبقة التحتيه . ففي المناخات التي تتفاوت فيها درجات الحرارة من ٣٠ درجة الى ٩٠ درجة فهرنهايت تتمدد الصخور وتنكمش بصفه مستمرة فتتفصل الطبقة السطحية . كما أن الصخور ذات النسيج الخشن والتي تتكون من معادن مختلفة تكون أسرع تحطما بواسطة هذه العملية ، وذلك نظرا

لان اختلاف المعادن في الصخر يساعد على اختلاف معدلات التمدد والانكماش في الصخور مسببة انفصال في الحبيبات الصخرية . هذا قد يبدو لنا منطقيا الا أن بعض الدراسات العملية في تسخين الصخور لم تحدث تكسيرا لها ، كما أن الدراسات الحقلية في أمريكا الشمالية لم تجد دليلا على أن تمدد الصخور يؤدي الى تكسيراها . فالحقيقة أن عملية التسخين والتبريد للصخور قد تحدث بعض الشقوق التي سرعان ما يملؤها الماء والهواء وبالتالي تكون عرضة لعمليات التجوية الكيميائية والطبيعية على حد سواء فتساعد على تفكك الكتل الصخرية .

(هـ) تكتل السطح الخارجى للتربة

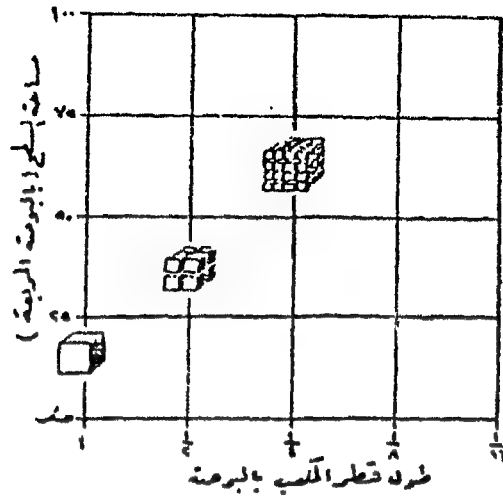
لم تثبت الدراسات الحقلية بعد ان تكتل الصخور أو السطح الخارجى للتربة أنها عملية من عمليات التجوية . فن المعتقد أن انكماش المواد الغرينية Colloidal Materials بالتربة تحدث تفككا للمواد المكونة للتربة أو لاجزاء الصغيره منها . وعادة ماتحدث عملية التكتل اثناء بل التربة وتركها لتجف .

ثالثا : نتاج التجوية

في الظروف المناسبة — خاصة في المناطق المدارية الرطبة — تصل عمليات التجوية الى أعماق كبيرة . ففي البرازيل تحولت صخور الطفل على أعماق تصل الى ٤٠٠ قدم . كما تعرضت صخور الجرانيت بولاية جورجيا بالولايات المتحدة لعمليات التجوية الى عمق يصل الى ١٠٠ قدم .

وتتحكم في عمق عمليات التجوية في الصخور عدة عوامل منها صخور القاعدة والمناخ والتفاعل البيولوجى وطبوغرافيه المكان والزمن . ولكن قد تختلف معدلات التجوية في الصخرة الواحدة عندما تتعرض لهذه العمليات الى اعماق كبيرة بسبب تشققها بدرجة كبيرة (شكل رقم ٤) .

ولقد تعرضت صخور الجرانيت في هونج كونج لعمليات التجوية الى اعماق وصلت الى ٣٠٠ قدم وباستمرار ازالة الغطاء الصخرى المتحول Weathered Mantle فانه يكشف عن سطح شديد التضرر . ومن المعروف ايضا ان



شكل رقم (٤) العلاقة بين مساحة سطح الصخر وكمية القطرات من المواد
الدرضية الجوانب المتعددة قطرات ١٩٧٠

تكون التلال الصغيرة المنعزلة Inselbergs هي نتيجة لعمليات التجوية في الشقوق والفواصل الصخرية ثم إزالة هذه الفتحات الصخرية بواسطة عوامل التعرية (كالماء والهواء)، فتتخلف هذه التلال الصغيرة التي قاومت عمليات التجوية. وقد يحدث أيضا ان تتجدد التضاريس Rejuvenated وتتجدد عمليات التجوية وكذلك عمليات التعرية النهرية والهوائية بتغير المناخ في الاقليم و ينتج عن ذلك كله مزيدا من الصخور المتحولة .

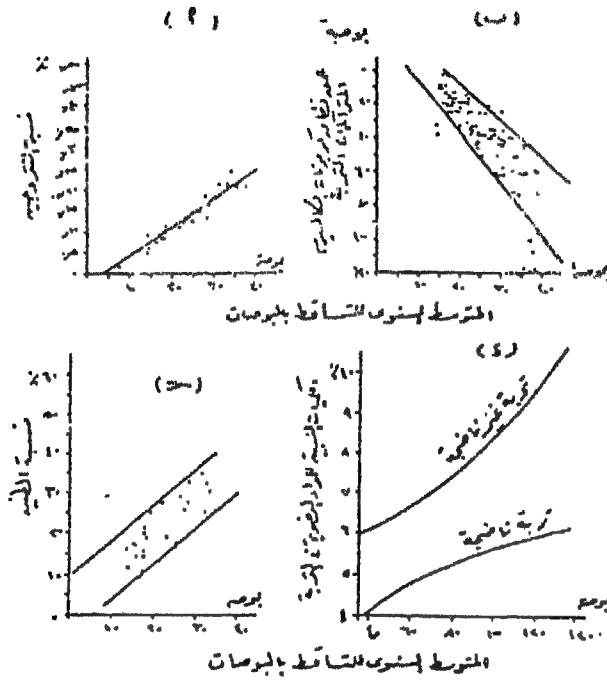
والسطوح الصخرية الجوانب عادة ماتوجد في الطبيعة على مختلف الاعماق . فبعض الصخور خاصة صخور القاعدة في المناطق المدارية الرطبة — يكون الانتقال من السطح الذي تعرض للتجوية الى صخور القاعدة حاد جدا اذ يصل في بعض الاحيان الى بضع ملليمترات بينما في مناطق اخرى تبدو منطقة الانتقال Transitional Zone من الجبهة الجوانب Weathered Front الى صخور القاعدة كبيرا جدا . واذا جاز لنا التعبير ان نطلق اسم الجبهة الجوانب على نطاق عمليات تحويل الصخور Metamorphic Processes فقد اطلق البعض عليها

اسم Katamorphism (٢) وعادة يكون نطاق الالتحام بين الجبهة الجواه وصخور القاعدة تتيباعيا ، اذ أن صخور الجرانيت في المناطق المدارية تتكون من طبقات متتابعة يصل سمك الطبقة الواحدة الى بضعة أمتار . ويظهر نطاق الالتحام في هذه الصخور بصورة غير حادة حيث يكون الخط الفاصل بين الجبهة الجواه وصخور القاعدة على شكل طبقات سميكة . وفيها تبدو منطقة الانتقال كفاصل بين طبقة تحتية غير مسامية وطبقة فوقية مسامية يكون مستوى الماء الارضى فيها قريبا من السطح وتتجوى فيها معادن الصخر سرعيا . وتبدأ عمليات التجويه في هذه الصخور في طبقته تلو الاخرى من السطح الى اسفل حتى عمق لا تستطيع بعده عمليات التجويه ان تؤثر على معادن هذه الصخور . وقد يظهر عدم الانتظام في تجويه طبقات الصخور في مناطق تزداد فيها نسبة الكوارتز وموزعه بصورة غير منتظمة . وبصفه عامه فان عمليات التجويه حين تعمل في تجويه الصخور طبقه تلو الاخرى فانها تفكك الصخور بصورة كافية كى تبدأ عمليات التعرية في دورها في الحمل والنقل و ينتج عند ذلك سطوحا شديدة التضرر يس تعمل فيها عمليات التجويه بمعدلات مختلفة وبغير انتظام ولا تتكرر تجويه الصخور طبقه تلو الاخرى كما كانت في الوضع الاول .

وتتأثر معدلات التجويه وخصائصها بنسيج وتركيب الصخور كما تتأثر أيضا بتركيبها المعدنى ، حتى في المناطق التى تتكون من الحجر الجيري والتي تشتد فيها عمليات الاذابة فوجود قشره رقيقه من تربة الرند زينا Rendzina تحت ظروف رطبه تكون كافيه لنمو الحشائش القصيره وحمايه الطبقة التحتيه الجيرية من الاذابة . وبالنسبة للتأثير البيولوجى فهو هام أيضا ، ليس فقط من تأثير المواد العضويه المتحلله Humic التى تعمل على زيادة الاحماض والبكتريا والتي تساعد على تحلل المعادن بل لان جذور النبات تعمل على استبعاد الايونات من التربة

Chorley, R.J., 1977, The Role of Water in Rock Disintegration, In Chorley, R.S., (ed.), 1977 Intoduction to Fluvial Processes, Methuch and Co. Ltd. London.

ions وتم اكم ا للياف النباتية المتعضنة في الطيفه المطعنيه للتربة (A₀)
انظر شكل رقم (٥) .



شكل رقم (٥) العلاقة بين المتوسط السنوي للتساقط و :

- ١- نسبة النتروجين
 - ٢- عمق فطام كربونات الكالسيوم المتألفة في التربة
 - ٣- نسبة الطين
 - ٤- كميات النسبة للوارد العضوية في التربة
- تمتدحه تشوري ١٩٧٠

فالنسبة للرسم أ، د في شكل رقم ٥ نجد أن زيادة نسبة النتروجين ونسبة وجود المواد العضوية في التربيه كلاهما يساعد علي تخلل الهواء في التربة Aeration وز زيادة معدلات التسرب Infiltration. ثم ترتفع نسبة المياه المحفوظة في التربة . حقا ان تأثير المناخ على تكوين التربيه يأتي من مايعرف باسم

مناخ التربة Soil climate خاصه في كمية المياه التي تنسرب في التربة . فتحت الظروف الرطبه (مثل تربات اليندالفير Pedalfers) تزداد كمية الطين (شكل رقم ٥ ج) وتزداد معدلات غسل التربة Leaching التي تحمل السيلكا المكونه للطبقة السطحية للتربة Ao Horizon الى الطبقة السفلى B Horizon أما في الظروف الجافه (مثل تربه البيدوكال Pedo - cat soil) تقل فيها عمليات نقل المواد المكونه للتربة من السطح الى أسفل وبالتالي تقل فيها معدلات تكوين التربة . كما ان استمرار طفق التربة للقلويات الناتجة عن ارتفاع مستوى المياه الجوفيه تسبب دائما في تكوين كربونات الكالسيوم (شكل رقم ٥ ب) والاملاح وذلك لعجز كمية الامطار القليلة على غسل التربة .

وبالنسبة لطبوغرافية السطح فانها تكون عاملا هاما في عمليات التجوية وتكوين التربة ، من ناحية تحكمها في تأثير المناخ على نطاقات صغيرة من السطح والنبات والتصرف المائي ومن ناحية اخرى في عملية الحركة للمواد المكونه للتربة من السطح الى اسفل وهي عمليات تعميق التربة واعادة تركيبها .

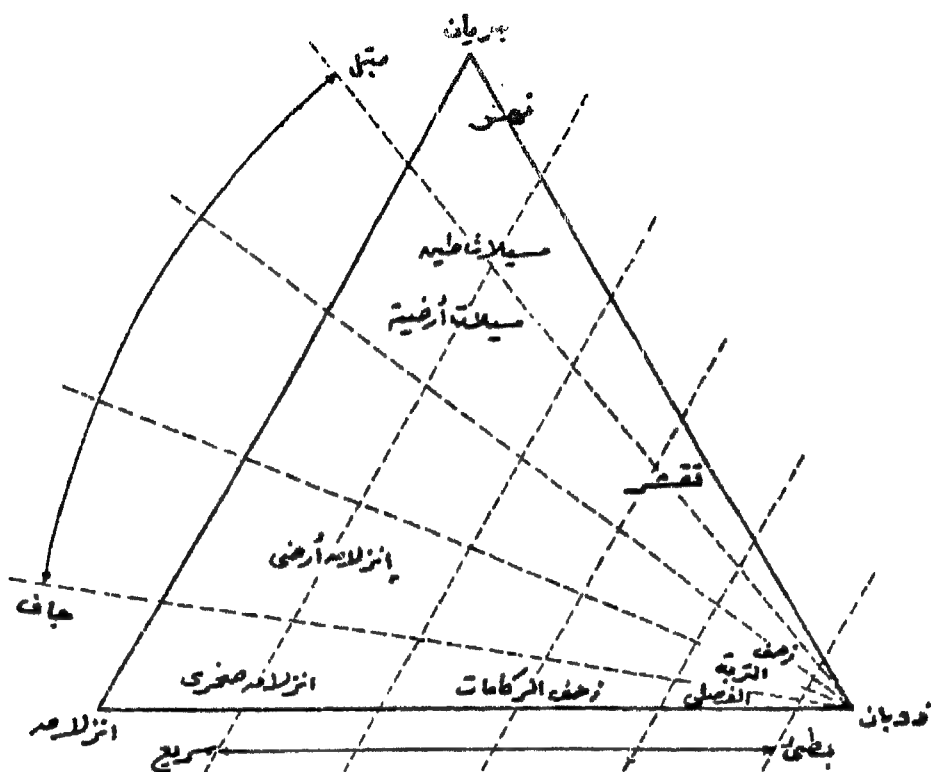
وتعتبر التقديرات النسبية للتجوية سهلة ومعبه عن التقديرات المطلقة . فلم يستطيع الجيولوجيون ان يحددوا عمليات تشكيل سطح الارض بطريقه مطلقة الا للثورانات البركانية خلال البلايستوسين . ومن ثم فان التقديرات المطلقة لعمليات التجوية على سطح الارض نادره .

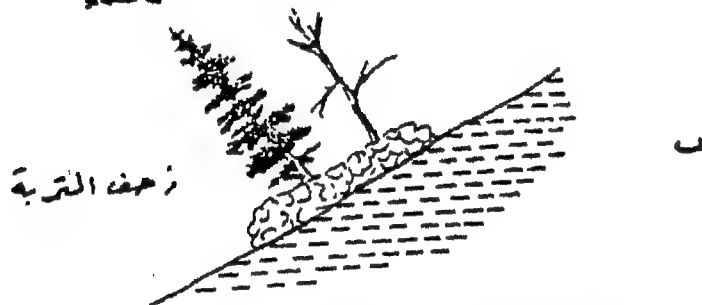
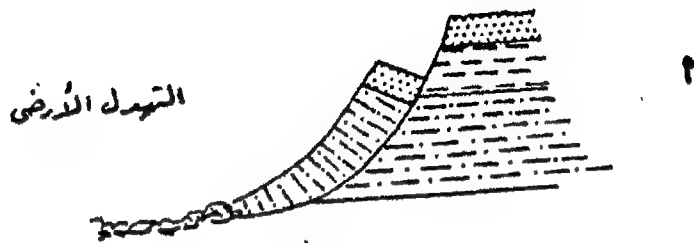
ولقد ذكر أحد الجيولوجيين ان مقدار بوصه واحده من التربة قد يأخذ من الوقت في تكوينه اما ١٠ دقائق أو ١٠ مليون سنة . حقا فان ١٤ بوصه من التربة في اقليم كراكاتا Krakata قد تكونت في ٤٥ سنة فقط و ١٢ بوصه من التربة الخام الغير مستغله في اقليم كامنتز Kamentz في اقليم اكرانيا بالاتحاد السوفيتي قد تكونت في ٢٣٠ سنة ، ١,٨ بوصه من قطاع التربة الاوسط B Horizon في جزيرة سنت فينست St. Vincent تكونت في زمن وصل الى ٤٠٠٠ سنة . ومن ناحية اخرى تشير الدلائل في كثير من سطوح التعريه الجليدية البالغ عمرها ١٠,٠٠٠ سنة الى نسبة قليلة من عمليات التجويه قبل الغطاء الجليدي . ومن وجهة النظر العملية ، فان اهم أوجه نشاطات عمليات التجويه الكيميائيه

مقياس آخر هو مقياس D والذي يعرف بمقياس قطر الجزيء (بالمليمتر) لنسب محده بالوزن من مواد التربة تكون أدق وأنعم . وهكذا فحجم الوسيط ϕ_{med} يعرف باسم D_{50} وزيادة في التفاصيل فإن ١٠٪ من المواد أدق وأنعم ϕ_{90} تعرف باسم D_{10} وكذلك ٢٥٪ من المواد أدق وأنعم ϕ_{75} تعرف باسم D_{25} وكذلك ٧٥٪ من المواد أدق وأنعم ϕ_{25} تعرف باسم D_{75} . لذلك فقد اعتبر مقياس الانحراف الربيعي $\frac{\phi_{75} - \phi_{25}}{2}$ هو أبسط مقياس وأقرب تعبير لمدي تفاوت نسب الاحجام لجزيئات التربة أو الطبقة الصخرية الجواه . وسوف نعرض في الفصل الخاص بالتربة الطريقة العملية لفصل احمجام جزيئات التربة وعرض المقاييس الدولية المستخدمة في هذا الشأن .

رابعاً : الانهيارات الارضية للتربة والصخور

ان عنصر الجاذبية هو مصدر القوة الديناميكية للتفاعل بين العمليات الجيومورفولوجية والعناصر التي تحدث الحركة للمواد الارضية من على المنحدرات Mass Wasting وهو اصطلاح اطلق على الحركة السريعة أو البطيئة للمواد الجواه Weathered Materials نحو أقدام التلال والجبال . فعلى الجوانب المنحدرة للوادي تنكسر الصخور وتتفكك بفعل التجوية ثم تتجه بفعل الجاذبية نحو الوادي بالانهيار أو الزحف أو التهدل ... الخ حيث تحمل بعيداً أو خارج الوادي كله . وبما أن النحت النهري مقصور فقط على ما ينحته النهر من القاع والجوانب من مجراه ، فإن الانهار هي المسئول الاول عن نقل المواد المنحوتة من النهر والمواد الواردة اليه من جانبي الوادي بفعل عمليات التجوية وحركة المواد الجواه على المنحدرات بفعل الجاذبية نحو المجرى المائي على مدى العصور الجيولوجية . فربما تستغرق حركة قطعة صخرية واحدة مره كله بضعه قرون أو مره كل يوم . بينما تصل سرعة الصخور المتساقطة على منحدرات التلال والجبال الى اكثر من ١٠٠ ميل في الساعة و يبين الرسم التالي (شكل رقم (٧)) تصنيفاً لحركة المواد الارضية على المنحدرات .





شكل رقم ٨١ ثلاثة أمثلة للعمليات الأرضية

نقله ١٩٧٥ Tuttle

٢- الجريبات الارضى

أما مسيلات السطين والجريسان الارضى Earthflow Mudflow, Solifluction فهي عبارة عن حركات سريعة نسبيا على المنحدرات للمفتتات الاضية في المناطق الرطبة، حيث تعمل الامطار الغزيرة أو ذوبان الجليد على تشبع سطوح المنحدرات بالمياه فتزيد من وزنها ثم تنزلق على هيئة مسيلات طينية أو كتل ضخمة من التربة المبللة أو مفتتات الصخور أو جذوع الاشجار، تشبه الى حد كبير الانهار الجارفة. ويصل أحيانا هذا الجريان الارضى حد الخطر حينما تنزلق مسيلات الطين وغيرها من خوائق شديدة الانحدار الى السهول المنبسطة. وتعمل هذه المسيلات الارضية على تخفيض معدلات الانحدار على منحدرات الجبال اذا ماتوافرت كمية الامطار أو زادت معدلات ذوبان الجليد سنة بعد أخرى.

ففي الاقاليم الباردة التى يغطيها الجليد معظم شهور السنة حيث تتجمد الارض تكون هذه العمليات متكررة الحدوث. فعندما تتجمد سطوح اعالي المنحدرات تصبح التربة السطحية المبللة متحركة لان المياه لا تستطيع ان تتسرب الى المناطق الدنيا للمنحدرات وبالتالي تنزلق قمم السفوح الى اسفل وتتعري السطوح السفلى على اعالي المنحدرات وتكرر نفس العملية. ولقد اشارت الدراسات التفصيلية على الساحل الشرقى لجزيرة جرينلند^(٣) Washburn, 1965, 1976 الى حدوث هذه العمليات نظرا للتغيرات الفصلية الحادة على تجمد التربة حيث يغطيها الجليد في فصل الشتاء ويزوب من عليها في فصل الصيف.

٣- التهدل

هي عبارة عن حركة سريعة نسبيا لكتل ضخمة في المواد الصخرية المفتتة

(٣) Washburn, A.L., 1965, Geomorphic and Vegetational Studies in the Mesters Vig district, Northeast-Greenland Introduction, Medd. Om Vol. 166, No.1, pp.60

Washburn, A.L., 1976, Instrumental Observations of Mass Wasting in the Mester Vig. District, Northeast Greenland, Vol. 166, No. 4, pp. 296

على المنحدرات وتندفع بعيداً عنها مكونه سطحاً مقعراً للمنحدرات في اسفله مفتتات صخرية صغيره وأعلاه قطعة صخرية كبيرة تشبه حافة الكويستا— وتظهر هذه العملية في المناطق التي تتميز بشدة انحدارها في أجزائها الدنيا مثل جروف السواحل وجروف ضفاف المجارى النهرية والجروف التي تعلوها المباني أو الجروف التي على حافة الطرق Road Cuts وفي هذه المناطق تضعف المواد الارضية في تماسكها واحتفاظها بوضعها الاصلى ثم تنهار الى اسفل .

٤ — الانزلاقات الارضية

هى عبارة عن أفالانش Avalanches وزحف وتساقط للمواد الارضية بحركة سريعة ومفاجئة . وتحدث التهدلات والانزلاقات الارضية نتيجة النحت السفلى Undercutting للمنحدرات الشديدة فالكتل الصخرية التي تتركز على قاعده ضعيفه تنزلق أو تسقط أو تتدحرج الى اسفل الانحدار بسرعة كبيرة تصل احيانا الى ١٠٠ ميل في الساعة وتدفع كل شىء في طريقها أو تدفن كل شىء يقف أمامها . فاذا توافرت الظروف الطبيعية مثل تشعب سطوح المنحدرات بمياه الامطار أو الرشح يجب الوقاية من حدوث مثل هذه الانهيارات الارضية بوضع المشبتات الارضية مثل غرس الاعمده الخشبية أو بناء الاجزاء الدنيا من المنحدرات وتجفيف هذه السطوح من المياه عن طريق الصرف المغطى لمص المياه من التربة .

وعلى المنحدرات الشديدة نسبيا تعمل التجويه على تفتت الصخور وتجعلها حرة الحركة ، وتحت تأثير الجاذبية تنزلق وتتراكم هذه الكتل الصخرية عند أقدام المنحدرات على هيئة ركامات صخرية Tulus في شكل طبقة صخرية سميكة أو أكوام . هذه الركامات الصخرية تكون هي الاخرى سطوحها منحدره من المواد الصخرية تتميز بها اقدم منحدرات الجبال . وعندما تشعب بمياه الامطار أو بذوبان الجليد تبدأ في التحرك ببطء وتزداد في السرعة متجهه الى المناسيب الادنى على هيئة أنهار صخرية Rock Streams أو أنهار جليدية صخرية .

٣- تشحيم الصخور بالهواء

لقد اثبتت الدراسات التي أجريت على الانهيارات الارضية لبريشيا السفوح Breccia لجبال بلاك هوك Black Hawk Mountains في ولاية كاليفورنيا بالولايات المتحدة ظهور نظريه جديدة لحركة المواد الصخرية بكبيات ضخمة الى مسافات كبيرة على المنحدرات . ففي العصور الجيولوجية بدأت الانهيارات الارضية لجبال بلاك هوك بتساقط الصخور الضخمة من أعالي هذه السفوح ، وكان لايزال الاعتقاد السائد ان بريشيا الحجر الجيري على هذه السفوح يتخللها الهواء أو بمعنى آخر تعمل صخور الحجر الجيري على احتباس الهواء بين طبقاتها مما جعل هذه السطوح تتقاذف الى الخارج بفعل ضغط الهواء في محاولة لتخلص الهواء من هذه الصخور محدثة تطائرا للقطع الصخرية في الهواء وسقوطها بسرعة كبيرة حيث وصلت سرعتها الى مايزيد عن ١٠٠ ميل في الساعة . وقد اثبتت الدراسات المقارنه للانهيارات ، الارضية وتساقط الصخور التي حدثت في سويسرا Switzerland; Elmrockfall في سنة ١٨٨١ وكذلك الانهيار الأرضي في كندا Frank, Alberta; Landslide سنة ١٩٠٣ على أن السبب كان تخلل الهواء في الصخور أو احتباس الهواء في الطبقات أو ما يطلق عليه تشحيم الصخور بالهواء (٣) .

الظواهر الطبوغرافية الناتجة عن الانهيارات الارضية

ينتج عن الانهيارات الارضية العديد من الظواهر الطبوغرافية . فزحف التربة ينتج عنه السنت أو حافات طينية Ridges أو ظاهرات تشبه البطون البارزة Solifluction على جوانب الوادي . ويعمل الجريان الأرضي على تراكم المواد الارضية على قاعدة الانحدار وفي أرض الوادي ثم تقطع فيما بعد لتكون مدرجات نهرية ، وبالنسبة للتهدل الأرضي Slumping فانه يترك حافات على طول ظهور القطع الصخرية الكبيرة Brocks واذا تعددت هذه القطع الصخرية الكبيرة فانها تكون ملامح وعرة للسطح مع مجموعة سطوح منحدره

(٣) Shreve R.L., 1968, The Black Hawk Landslide, Geol. Soc. Sepec. paper 108, pp. 47

تواجه بعضها البعض الآخر . وفي المناطق التي تزداد فيها عملية التهدل الارضى للمواد الصخرية الغير متماسكة Unconsolidated فانها تكون مايعرف باسم مدقات قطعان الماشيه Animal Tracks وفي بعض الاحيان تتكون البحيرات الصغيرة خلف القطع الصخرية الكبيرة المتهدلة ولكن سطوح هذه القطع الصخرية لاتكون انماطا تصريفية منتظمة .

اما بالنسبة للمسيلات الطينية أو مسيلات المفتتات الصخرية فانها تكون عادة حافات ارضيه من الطين Lobate Ridges تقف عن التحرك بسبب جفاف الماء بها . وأحيانا تتوقف حافة مقدمة المسيل عن التحرك ويكون الوسط مازال مستمرا في الحركة . و ينتج عن هذا ظهور الحافات المتوازية تشبه الى حد كبير الجسور الطبيعية للأنهار Natural Levees كما ان النبات الطبيعي ينمو أحيانا على هذه الجسور في مساحات صغيرة ، و يأتي هذا بعد أن تنال مسيلات الطين من خنادق الاودية الى الارض المسطحة المنبسطة المجاورة .

أما الانزلاقات الارضية أو الانهيارات الارضية Landslides عادة ماتترك حفرا وعائية على الجوانب الجبلية أو جوانب التلال . وفي الأجزاء الدينا من هذه الجوانب أو المنحدرات يتوقف الانزلاق الارضى ليكون مظهرا طبوغرافيا تلاليا تتخلله المنخفضات بدون أنماط تصريفية أو انحدارات منتظمة .

الفصل الثانى

التربة

- قطاع التربة .
- خصائص التربة .
- تصنيف التربة .

الفصل الثانى التربة

مقدمة :

إن أهم العوامل الرئيسية التى تكون وتشكل التربة هى نوع الصخور والمناخ والمواد العضوية والكائنات الحية والسطح الطبوغرافى وأخيرا عامل الزمن ، وتتداخل هذه العوامل مع بعضها حيث لا يمكن فصل إحداها عن العوامل الأخرى ، فعامل السطح على سبيل المثال يؤثر على درجة سقوط الأمطار ومعدل الطاقة الحرارية التى تكتسبها التربة من أشعة الشمس ، وكذلك نظام التصريف المائى ومعدلات الجريان السطحى للمياه . كل هذه العوامل تتفاعل مع بعضها لتحديد نوع الغطاء النباتى وبالتالي معدلات التجوية التى تنتج التربة بمفهومها الحالى .

مفهوم التربة قديما : هى التى ينمو فيها النبات (١) ، أما المفهوم الحديث لها فهى تراكم لأجسام طبيعية تحتل جزءا من سطح الأرض ، وتمتد النبات بالحياة ، وخصائصها نتيجة - تكامل وتفاعل كل من المناخ والكائنات الحية التى تعيش فيها وتنمو وتتكاثر على صخور القاعدة المهيمنة بوضعها التضاريسى وعلى مدى فترة من الزمن (٢) .

(١)

Jacks, G.V., 1954, Soil, London, Thomas Nelsons and Sons, P.I

(٢)

United States Department of Agriculture, U.S.D.A., 1951, Soil Survey Manual, Agricultural Handbook, No. 18, p.8.

Birkeland, P., 1974, Pedology, Weathering and Geomorphological Research, London, Oxford University Press. pp. 6-10.

Soil Survey Staff, 1960, Soil Classification, A Comprehensive System, 7th Approximation. Washington, D.C., Soil Conservation Service.

قطاع التربة :

يمكن في أبسط صورة أن نوضح ثلاث طبقات رئيسية في قطاع التربة ، الأولى للطبقة أ (A-Horizon) والثانية الطبقة ب (B-Horizon) والثالثة الطبقة جـ (C-Horizon) فالطبقة أ دائما رقيقة وداكنة اللون وتعيش فيها الكائنات العضوية ، وتتركز فيها نسبة عالية من الطين والمواد الكيميائية التي دائما ما يتم غسلها وتحرك إلى أسفل (إلى الطبقة ب) والتي تعرف باسم Eluviation وبالنسبة للطبقة جـ ف دائما ما تكون صخور القاعدة المكونة لجسم التربة ، أما الطبقة ... فتصبح منطقة انتقال بين الطبقتين أ ، جـ والتي يطلق عليها III-uviation والشكل التالي (شكل رقم ٩) يوضح القطاع التفصيلي للتربة بطبقاته الثلاثة الرئيسية والطبقات الثانوية بكل طبقة من الطبقات الثلاث .

ويمتد قطاع التربة من السطح الى أسفل حتى المسوود الصخرية المجواه ، اذ يصل عمق بعض التربات الى أكثر من أربعة أمتار ، الا أن عمق قطاع التربة يتحدد بالوضع الطبوغرافي لسطح الأرض . فقد أورد أحد المهندسين الجيولوجيين مايشير الى ذلك كما يلي : -

٥٥ وتشرف خواص التربة في القطاع على عوامل مختلفة ، فالعوامل الجوية المحلية لها تأثير كبير في تحديد تلك الخواص ، وتنحصر هذه العوامل في الأمطار ودرجة الحرارة والتبخر ونوع الزلعة في المنطقة . وفي الأطوار الأولى لتكوين القطاع فإن التربة تحتفظ بكثير من خواص الصخور الأصلية ، إلا أنه بتعرضها للعوامل التجوية المختلفة فإنها تكتسب خواصا أخرى تختلف عن خواص الصخور الأصلية . ومن العوامل التي تؤثر كذلك في تحديد خواص التربة في القطاع بصورة غير مباشرة نذكر طبوغرافية المنطقة وميل السطح حيث أن ذلك يحدد مقدار ما ينحدر من مياه الأمطار على سطح الأرض ، ومقدار ما يتغلغل منه داخل القطاع وما يتبع ذلك من عوامل التجوية . ويمكن تقسيم طبوغرافية سطح الأرض وميله وما يقابله في قطاع التربة النقية إلى الإقسام الآتية :

الميل ٥٥% إلى ١٦% : وهو أقصى ميل يمكن أن يتكون معه قطاع للتربة وفي هذه الحالة يكون سلك القطاع حوالي ٦٠ سم إلى ١٢٠ سم وتكون خواص الصخور تحت هي الأكثر أهمية في الأعمال الهندسية لقربها من السطح . أما إذا

نظام الترميز للتربة

شكل رقم (١)

A ₀₀	
A ₀	
A ₁	
A ₂	
A ₃	
B ₁	
B ₂	
B ₃	
	<div style="display: flex; justify-content: space-between;"> <div style="width: 45%;"> <p>G₀</p> <p>G₁</p> <p>G₂</p> <p>G₃</p> <p>G₄</p> <p>G₅</p> <p>G₆</p> <p>G₇</p> <p>G₈</p> <p>G₉</p> </div> <div style="width: 45%;"> <p>D</p> </div> </div>

هذه الطبقات الخمسة تطلق وأما على سطح التربة من النباتات والكائنات الحية التي تعيش عليها وطادة لا توجد في تربة الحشائش.

طبقات التربة التي تعدت فيها أقصى درجة من التناقلات المتغيرة وطبقة السيل (Leaching) للبياد المدنيه والمتغيره الى اسفل محلوله أو ذائبه في الماء.

طبقات التربة التي تعدت فيها تراكيز البياض المدنيه والمدنيه القاعه من الطبقة A كما تتركز فيها كميات كبيرة من البين وطادة لا تكون تراكيزها من النبتة الكتل blacky أو الب- prismatic أو كليهما.

البياد المدنيه السيليه ما عدا ما لا تكون غير موجوده هذا التناقل هو بداية تكوين التربة في السيل المدنيه والسيليه لا توجد هذه الطبقة وأما بين الطبقة B والطبقة D.

القاعه المدنيه للتربة إما أن تكون طبقة مدنيه عليه أو طبقة من البين أو الرمل ولكنها ليست أصل البياد المكونه للتربة ولكنها سببه فستكون التربة طينية.

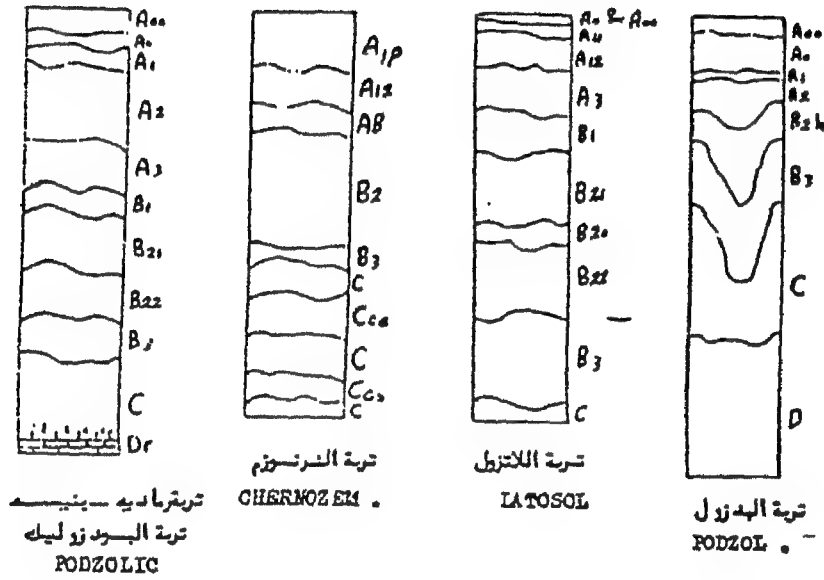
طريقة دالكسالكون بهاكتيه عاليه من السيليه للسطحيه مخلوطه بمواد عضويه.	الطبقة A
طريقة لوبيا أخذت من الطبقة الأعلى منها فيها النضج حركة البواد المدنيه والمدنيه الى السيليه Leaching هذه الطبقة في تربة البدرلكه podsolie وباده التكون في تربة السيليه (Schor morst) باده التكون في تربة السيليه.	الطبقة B
نطاق احتالي ولكنه قريب من الطبقة A من الطبقة B وأحياناً لا يوجد.	الطبقة A
نطاق احتالي ولكنه قريب من الطبقة B مسنن A وأحياناً لا يوجد.	الطبقة B
الطبقة A أحياناً لا يوجد.	الطبقة B
الطبقة التي تعدت فيها أقصى درجة من تراكيز البياض (طبقات البين والبياض المدنيه وقد تكون المدنيه) يكون تراكيزها من النبتة الكتل blacky والتناقل الزوايا prismatic كلها ما.	الطبقة B
نطاق احتالي الى الطبقة (C)	الطبقة C
الطبقة D. ما عدا ما لا تكون قريبه من السيليه لوبيا وباده - أروى وتكون ما عدا من كثره الرطبه كما في تربة البهدريو (Hydrophobic soil) هي طبقات في التربة تتراكم فيها كميات الكالسوم وطبقات الكالسوم توجد في سطح الترسبات.	الطبقة D

The
Soil

نطاق
التربة
التكون
من
الطبقة
A
والطبقة
B
وهي
نطاقات
تكون
التربة

شكل رقم (١٠)

مختارات من قطاعات رثبـه
للمفـ الترات الرثبـه



أخذ مسـن : Soil survey Manual, U.S.D.A., 1951
Agri - Handbook No 18, P.175.

يزداد الميل عن هذا القدر تسبب المياه المنحدرة عليه بسرعة عالية في نحر التربة المفككة ونقلها إلى أسفل .

الميل ١٦ % إلى ٤ % : وفي هذه الحالة تقوى التربة على مقاومة النحر الناتج ضد انحدار مياه الأمطار و يساعد على ذلك أيضا وجود النباتات ، غير أن معظم مياه الأمطار تنحدر على سطح الأرض ولا تتسرب منها إلا جزء قليل داخل التربة ، وثيجة لذلك لا يحدث تغيير كبير في الخواص الأصلية لتربة القطاع والتي اكتسبها من خواص الصخر الأصلي ، وعادة ما تكون التربة في هذه الحالة صالحة للأعمال الهندسية .

الميل ٤ % إلى صفر : وهذه الميول تسمح لجزء كبير من مياه الأمطار بالتغلغل داخل قطاع التربة محدثة به تغييراً كبيراً ، وخاصة في الجزء الثاني من القطاع حيث تصبح التربة طينية غير مفضلة في الأعمال الهندسية .

المستنقعات (والأراضي المنخفضة) : والتربة في هذه الحالة تتكون في وجود كمية كبيرة من المياه لصعوبة أو استحالة تصريفها ، وهي في هذه الحالة أقل جودة من سابقتها .

وفي الأماكن الجافة ونسبة الجافة حيث تقل كمية الأمطار . تتكون التربة المتبقية نتيجة لفعل عوامل التجوية الطبيعية . وقد تتكون التربة في هذه الحالة من الرمل الذي لا يختلف كثيراً في تركيبه المعدني عن الصخر الذي تكون منه ، فإذا كان الصخر الأصلي حجر رملي فإن عملية التجوية تفتت المادة اللاصقة وينتج عنها الرمل أو التربة الرملية . أما إذا كان الصخر الأصلي من الطين الصخر فإنها تعطى بشغل عوامل التجوية الطبيعية تربة من قطع الصخر محتوية على بعض التقطع على شكل بلاطات . وعلى العكس فإن التربة التي تنشأ بفعل عوامل التجوية الطبيعية تتكون أساساً من الرمل والاحجلو» (٣) .

خصائص التربة :

وللخصائص العديدة للتربة أهمية واضحة في التمييز بين طبقات ونطاقات قطاع التربة . فخصائص الـ PH (مقياس الحموضة أو القلوية في التربة) والـ EH (مقياس الرطوبة بالتربة) ولون التربة ونسيجها وتركيبها ونسبة المواد العضوية بها والرطوبة كلها خصائص تتحدد على أساسها أنواع التربة (Birney, 1964 - Keland) فاللون مثلاً يعتبر دليلاً أو مفتاحاً لتصنيف التربة حيث اللون

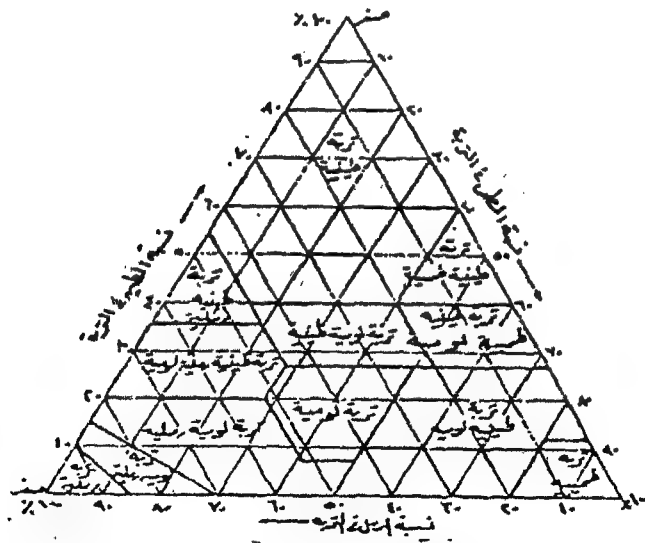
(٣) إبراهيم علي عبيدو، الجيولوجيا الهندسية ، منشأ المعارف الاسكندرية ، ١٩٧٥ ص ١٢٢ - ١٢٤ .

الاسود أو البنى الداكن دليل على نسبة عالية من المواد العضوية في التربة واللون الاصفر أو البنى أو الاحمر دليل على وجود نسبة عالية من الحديد ، اما اللون الرمادى الفاتح والابيض دليل على وجود تركيز من كبريتات الكالسيوم أو أكسيد السيلكا

اما نسيج التربة (القوام) Texture فهو مقياس لاختلاف الذرات في طبقات التربة ويستخدمه كثير من الجيولوجين في تصنيفات التربة ويتم ذلك بفهم الخواص الطبيعية والميكانيكية للتربة ، ونعرض هنا ما يقدمه علماء التربة في هذا الشأن :

« يستخدم اصطلاح قوام التربة للدلالة على حجوم الحبيبات الصلبة الفردية في التربة . وحيث أن التربة تتكون عادة من خليط من الحبيبات ذات الحجوم المتديدة التباين لذلك فإن قوام التربة يسمى إما بحسب متوسط تأثير حبيباتها مجتمعة أو حسب نوع الحبيبات السائدة فيها .

وعلى الرغم من شدة نشاط عمليات تكون الأراضى إلا أنها عادة لا تغير كثيرا في حجم الحبيبات الفردية والمعدنية في المدى القصير ، فالأرض الرملية تبقى رملية والطينية تبقى طينية مما يجعل معرفة نسب الأحجام المختلفة من الحبيبات أو التوزيع الحجمى للحبيبات الصلبة المنفردة تزداد أهمية ، فقوام التربة لا يمكن



رسم بياني يوضح كل سهر الطين (أقل من ٤٠-٥٠ سم)
والطين (٥٠-١٠٠ سم) والرمال (٤٠-٥٠ سم) في التفسير
والاسم للتربة كما وصفت وزارة الزراعة بالولايات المتحدة سنة ١٩٥١

تغييره عمليا ولذا فهو خاصة أساسية للأرض» (٤) .

ولقد قدم تقسيمين للحبيبات إلى مجموعات حجمية وهما : —
(١) التقسيم الدولي . (٢) التقسيم الأمريكى . و يبين الجدول التالى
الحدود المختارة للمجموعات الحجمية فى كل من التقسيمين : —

حدود القطر (مم)		مجموع الحبيبات
التقسيم الأمريكى	التقسيم الدولي *	
١,٠٠٠ — ٢,٠٠٠	—	رمل خشن جدا
٠,٥٠٠ — ١,٠٠٠	٠,٢٠٠ — ٢,٠٠	رمل خشن
٠,٢٥٠ — ٠,٥٠٠	—	رمل متوسط
٠,١٠٠ — ٠,٢٥٠	٠,٠٢٠ — ٠,٢٠٠	رمل ناعم
٠,٠٥٠ — ٠,١٠٠	—	رمل ناعم جدا
٠,٠٠٢ — ٠,٠٥٠	٠,٠٠٢ — ٠,٠٢٠	سلت
اقل من ٠,٠٠٢	اقل من ٠,٠٠٢	طين

* التقسيم الدولي قرره الجمعية الدولية لعلوم الاراضى سنة ١٩٢٧ وهو الاكثر
شيعا و يستخدم فى مصر .

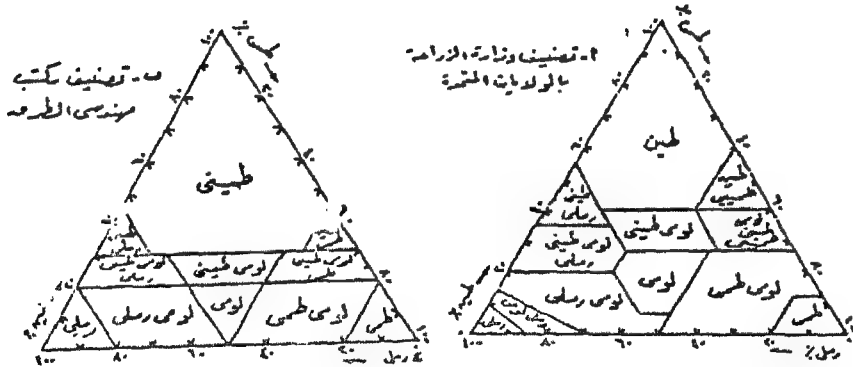
(٤) انجى زين العابدين ، فيرياه التربه ، مذكرات غير منشوره لكلية الزراعة جامعة القاهرة ١٩٨٤ .

و يلاحظ في التقسيمين انها يشتركان في نقطتين فقط :

(١) لا يدخل الحصى والحجر الذى يزيد قطره عن ٢ مم ضمن المجموعات الحجمية المقررة لقياس قوام التربة بالرغم من دخولها في الفحص المعملى وفي تقسيم ثمن الأراضى ؛ ولذلك تقدر كميتها على انفصال .

(٢) يشترك التقسيمين في حد واحد لقطر مجموعة الطين ، ويرجع ذلك إلى ان هذا الحد لاخلاف عليه من حيث كونه الحد الذى يظهر عنده الخواص الغرويه للحبيبات

لا ويتم تحديد رتب القوام Texture إما حقليا أو معمليا . ويتم التحديد في الحقل بواسطة اناس مدربين يستطيعون تحديد الرتب عن طريقة ملمس الارضى وفركها وهى جافة ومبتله وبالإستعانة بلونها .. الخ . اما الطرق المعملية لتحديد الرتب فتجرى على مرحلتين أولاها قياس التوزيع الحجمى لحبيبات التربة الصلبة وثانيها تحديد الرتبة باستخدام مثلث القوام وسمى قياس التوزيع الحجمى للحبيبات باسم « التحليل الميكانيكى » .

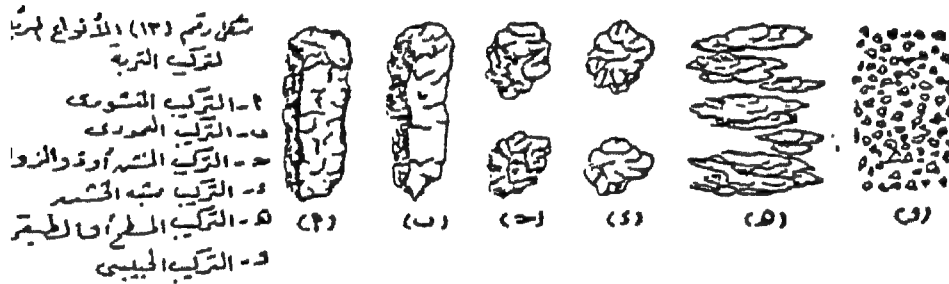


شكل رقم (١٩) مبيج التربة كما وضعه كل من علماء التربة ومهندسي الزراعة بالولايات المتحدة

ويعرف سرعة السقوط للمجموعة الحجمية المعينة تستخدم المعادلة العامة المعروفة للسرعة .

$$\text{السرعة} = \frac{\text{المسافة}}{\text{الزمن}}$$






وذلك لمعرفة الزمن اللازم لهذه المجموعة لكي تصل إلى عمق محدد في المعلق . وعند ذلك يمكن قياس كيمتها النسبية اما بقياس تركيز المعلق بواسطة الهيدروميتر أو بسحب عينة منه بواسطة الماصة وتقدير التربة فيه « (*) » .
كما ان تركيب التربة Structure له اهمية في التصنيف حيث يعتبر الاساس في تكوين ذرات التربة وطريقة تماسكها حيث يلعب تركيب التربة اهمية كبيرة في درجة مساميتها ، فالتربة الطينية المتماسكة تكون مساميتها قليلة وتقل فيها عملية الغسل Leaching للمواد العضوية والمعادن الى اسفل .

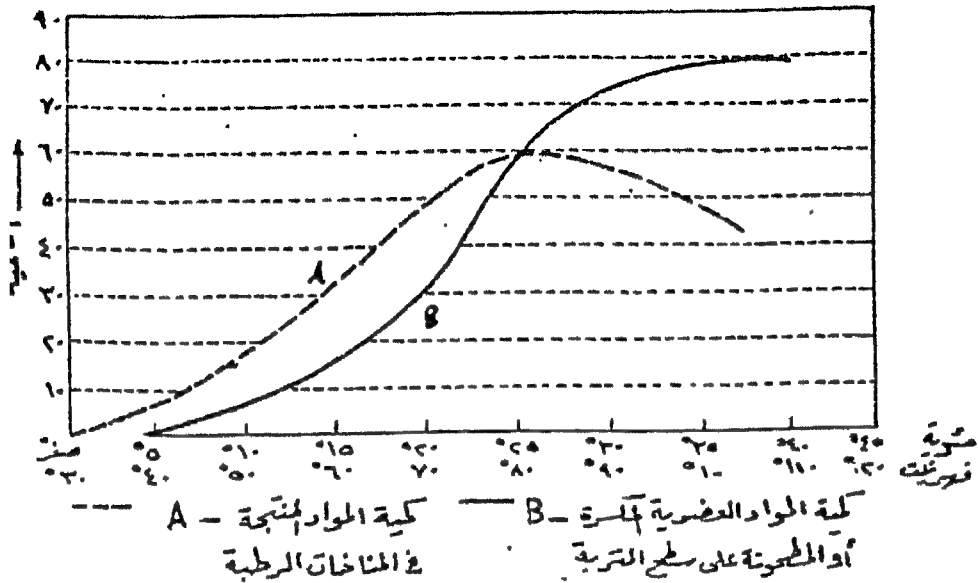


و يوضح شكل رقم (١٣) الانواع الرئيسية لتركيبات التربة (مقاطعات جانبية للتربة)

- أ- تربة ذات سطوح منشورية وأطراف مستوية
Prismatic
ب- تربة مؤلفة من أعمدة (عمودية) وأطراف مستديرة .
Columnar
ج- تربة ذات سطوح متقوله او على شكل مكعبات (متكتل)
Angular
د- تربة ذات سطوح متقوله في مكعبات اصغر حجما من سابقتها
Subangular
هـ- تربة مسطحة او ذات صفائح طباقية (ورقية أو قشرية) .
Platy
و- تربة عجيبة أو حبيبية الذرات .
Granular

جدول رقم (١)
وصف للأنواع الرئيسية لتراكيب التربة

نوع التركيب	الوصف	الطبقة
تربة خثية أو خثيرة Crumb soils 	تراكيبها بسيط - ما بين واسم ومفككة .	توجد دائما في التربة السطحية والطبقة A ₀
تربة مسطحة أو طباكية Platy. 	التراكم بسيط أو على شكل صفائح رقيقة - تتراكم الصفائح فوق بعضها فتحدث المسامية Permeability.	توجد دائما في التربة تحت سطحه A ₂ في تربة الغابات Timber وتربة صخور الطين .
ذات سطح مقلبه على شكل كميات Angular Blocky or Cubic like. 	تراكيبها لها جوانب متفربة وزوايا قائمة .	نسبة الكميات ولها ستة جوانب أو أكثر كما أن الثلاث أبعاد لها نفس الطول .
تربة ذات سطح مقلبه Prismatic 	بدون غطاءات متفربة	توجد دائما في الطبقة الغليظة للتربة أو طبقة B horizon
تربة عمودية من أسدنة (عموديه) Columnar soils. 	بسطح مستدير	
تركيب لا يتغير على ذرات .	ذرات التربة تظهر على هيئة رمل ولا تظهر فيها التراكيب .	توجد دائما في الطبقة الغليظة من التربة أو طبقة C horizon
تربة كتلية Massive soils	تتألف مواد التربة مع بعضها لتكون كتلة كبيرة .	



أ - معدل انتاج المواد الخام العضويه النباتيه في المناخات الرطبه .
 ب - معدل تحلل المواد الخام العضويه مع الهواء على سطح التربه .
 شكل رقم (١٤) يوضح معدلات الانتاج المواد الخام العضويه النباتيه وتحللها في المناخات الرطبه .
 الفرق بين الخطين أ، ب هو الفرق بين ما ينتج من فضلات النبات وبين ما يتحلل بالبكتريا وهو الذي يتحكم في معدلات التراكم على سطح التربه .

و يوضح علماء التربه اهمية تركيب التربه في بيان اثر البناء الاراضى لدرجه على النحو التالى :-

«تستخدم خاصية تركيب التربه كتعريف حقلى لوصف الأجزاء الكبيرة الناتجة من التجمع وترتيب الحبيبات الصلبة المركبة والبسيطة مع الأخذ في الاعتبار المسافات البينية والشقوق الموجوده في الارض .

وهناك عدة انواع مميزة من البناء الارضى ، يعتبر كل منها المحصلة النهائية لظروف الأرض الطبيعية والكيمائية والبيئية . ومن الممكن تقسيم هذه الانواع إلى أربع مجموعات رئيسية تسمى كل منها حسب شكل الوحدات البنائية الكبيرة التى تظهر في القطاع الأرضى الجاف .

- ١ - البناء الشبه صفائحي وقد يحلّون ورقى الشّكل أو قنّسرين .
- ٢ - البناء الشبه منشورى وقد يكون مستوا القمة فيسمى المنشورى أو مستدير القمة فيسمى بالعمودى
- ٣ - البناء المتكّتل وقد يكون مكعب الشكل فيسمى بالمكعبى أو مكور الشكل فيسمى بالبندقى .
- ٤ - البناء الكروى وقد يكون محبب مسامى أو فتات شديد المسامية .

وعادة ماتوجد المجموعات الثلاث الأولى فى تحت التربة أما المجموعة الرابعة فتتميز طبقة الحرث .

وهنا فى هذا المجال إبراز العلاقة المهمة بين سرعة مرور الماء فى التربة أو سرعة الرشح وبين الاشكال المختلفة من البناء الأرضى ومقارنتها بالأرضى ذات الحبيبات المفردة الغير مجمعة الكبيرة الحجم مثل تلك السائدة فى الاراضى الرملية . ونرى أن سرعة مرور الماء تكون كبيرة خلال نظامى التحبب والحبيبات المفردة الكبيرة الحجم . بينما يظهر أن مرور الماء خلال البناء المنشورى والمكعبى يتم بسرعة متوسطة . أما البناء المندمج أو الصفائحي فتكون سرعة مرور الماء فيه بطيئة جداً» (٦) .

أما المواد العضوية فى التربة فتتكون من اوراق النبات الميتة والاغصان وغيرها وفى مجموعها يطلق عليها فضلات eter والمتحلل منها يطلق عليها المادة المتحللة humus ، فتساقط اوراق النباتات فى درجات الحرارة المنخفضة التى تتراوح ما بين ٢٥° - ٣٠° فهرنيتيه ، وتقل نسبة تساقط الاوراق فوق هذا المستوى من الحرارة .

وعندما تساقط هذه الاوراق على سطح الارض تبدأ فى عملية التحلل بتكون البكتريا bacteria حيث درجة حرارة فوق درجة التجمد بنسبة قليلة (٥° مئوية) بينما تصل الى اقصى نشاطها عند درجة حرارة ٤٠° مئوية . والمواد العضوية المتحللة (هيومس humus) لها أهمية كبيرة فى تكوين التربة لأنها

تتضمن على المادة المتحللة ، وهذا يزيد من معدلات إمتصاص المياه في التربة ، لأن بها نسبة عالية من السيرم كربونيت و بالإضافة إلى ذلك تنخفض نسبة أكسيد الكربون بها و ينتج عن ذلك تخلف كمية كبيرة من الحامض الكربوني المصاحب بتخفيض الرطوبة . فالكمية التي يمكن أن تحملها التربة من المياه يطلن عليها « مقدار توافر المياه في التربة »

ولكن خصائص هذه الظاهرة لم تقدر بعد لافى الحقل أو حتى في المعمل Available Water Capacity, AWC ومع ذلك إذا أضيفت كثافة الكتلة (وزن وحدة من التربة الجافة ÷ حجم هذه الوحدة) يمكن تقدير عمق التربة المبللة بالمياه Birkeland, 1974 هذه المعلومات لها أهمية كبيرة في خصائص عديدة للتربة خاصة عندما يعاد تصنيف المواد العضوية والمعدنية أثناء عملية فلترة المياه في التربة (تنشيع) .

ويمكن حساب مقدار توافر المياه في التربة AWC إذا عرف مخزون الرطوبة في المستوى الأعلى للتربة Field Capacity وفي المستوى الأدنى للتربة Permanent Wetting Point حيث يتحدد مخزون الرطوبة في المستوى الأعلى بترك عينة من التربة المبللة تنصفي من المياه لمدة ٤٨ ساعة والتي عندها تكون النسبة المتبقية من المياه تحتفظ بها التربة لتساعد على تماسك الذرات المعدنية والعضوية في التربة . فعندما يصل مخزون المياه إلى المستوى الأعلى يمكن مصها من التربة بواسطة النبات حتى المستوى الذي عنده لا يستطيع النبات مص الكمية المتبقية من المياه والتي تحتفظ بها التربة تحت ضغط عالي فانها تمسك المياه في التربة في المستوى الأدنى Permanent W.P. ويمكن تمثيل هاتين الكميتين بنسبة وزن منها كما في المعادلة التالية :

$$PW = \frac{Ws - Wd}{Wd} \times 100$$

حيث PW هي نسبة الرطوبة ، Ws هي وزن عينة من التربة ، Wd وزن تلك العينة بعد تجفيفها عند ١٠٥ درجة مئوية ، فببساطة إن مقدار توافر المياه في التربة هي مقدار الفرق بين نسبة الرطوبة PW في المستوى الأعلى لها ونسبة الرطوبة في المستوى الأدنى لها .

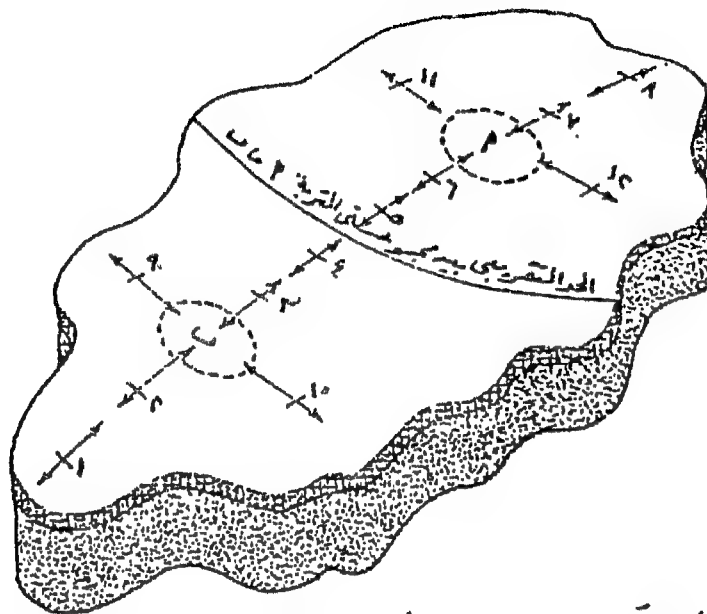
تصنيف التربة :

تصنيف التربة هو محاولة تجميع وتسميه التربات، التي تتفق في خصائص واحدة، وتعتبر السمات المصنفة للتربة Traits كأساس فلسفى لعملية التجميع أو التصنيف ، وكما أن إختيار السمات التشخيصية يخضع لأفكار الفرد من حيث وجهه نظره في وضع ماهو مهم في عملية التصنيف ، وحتى أن معظم الأفراد أو المشتغلين بالتربة يتفقون على نقاط رئيسية في عملية التصنيف إلا أنه لا يوجد تصنيف واحد يرضى كل الأفراد المشتغلين في علم التربة .

ولقد جاءت أول محاولة لتصنيف التربة من علماء التربة الروس في أواخر القرن التاسع عشر على يد دو كوتشيف Dokuchalev وتلاميذه . وعلى الرغم من وجود اختلافات في الرأي حول تصنيف دو كوتشيف إلا أن محاولته كانت لها أثر كبير على علماء التربة الأمريكيين . ولقد حددت مجموعة دو كوتشيف عاملى المناخ والنبات كأسس في التصنيف ، وحتى وقت قريب كانت هذه الأسس في التصنيف أساساً لكل تصنيفات التربة في الولايات المتحدة ، ومعظم دول العالم حتى أن كثيراً من المصطلحات والألفاظ الروسية ظلت مستخدمة في أوساط المجتمع الأمريكى لعلماء التربة .

وفي الولايات المتحدة كانت جهود ماربوت C.F. Marbut القوة التي قادت الجهود المختلفة في تصنيفات التربة ، ولقد استغرق تصنيف ماربوت فترة من الزمن تصل إلى عشرين عاماً خلال العشرينات والثلاثينات ، وكانت تقوم على تصنيف خصائص التربة الكاملة النضج ، وبذلك فالتصنيف الذى وضعه ماربوت لايسرى على التربة الغير كاملة النضج ، وفي الحقيقة كان ماربوت غير متسق مع نفسه ، فعلى سبيل المثال فقد ضم التربات الفيضية الغير كاملة النضج مع تربات البيدوكال Pedocal لأنه إعتبر أن الرواسب الفيضية في المناخات الجافة سوف تنتج طبقة كربونات الكالسيوم مع الوقت ، ففي هذه الحالة كان ماربوت يصنف المناخ وليس التربة ، فإصطلاح بيدوكال Pedocal يعني عامة التربات التي تحتوى على طبقة كربونات الكالسيوم ، بينما إصطلاح البيدالفيروز Pedalfers تعنى التربات التي تحتوى على طبقة A الغنية بالطين أ الألومنيوم .

انها تكونت على المنحدرات أو على صخور صلبة تقاوم عمليات التعرية وجميعها عوامل تحد من نفوذ التربة .



شكل رقم (١٦) : رسم يوضح الطريقة التقريرية لرسم الحدود بين مجموعتيه من التربة ١ ٢ ب

جدول رقم (٢) تصنيفات التربة الرئيسية (بولدون سنة ١٩٣٨) .

التربة الرئيسية	الرتب الثانوية	مجموعات التربة الرئيسية
تربات الأقاليم المناخية والنباتية	تربات النطاق البارد	تربات التندار
	تربات الأقاليم الجافة الفاتحة اللون	تربات الصحارى تربات الصحارى الحمراء السيريزوم التربات البنية التربات البنية المائلة للون الأحمر
	التربات الداكنة في الأقاليم شبه جافة والشبه رطبة وأراضى الحشائش الرطبة	تربة الشيبنت تربة الشيبنت الحمراء تربة الشيرنوزم تربة البرارى تربة البرارى الحمراء
	تربات الحشائش الطويلة والنباتات المفتوحة (السفانا)	تربة الشيرنوزم المنحوتة التربات البنية الغير كلسية
	تربات البدزول الخفيفة اللون في أقاليم الغابات	تربة البدزول تربة البدزول البنية - الرمادية تربة البدزول الصفراء - الحمراء
	تربة اللاترايت في الغابات الاستوائية	تربة اللاترايت تربات اللاترايت البنية - الحمراء تربات اللاترايت، البنية الصفراء

تربة السولونشاك أو التربة القلوية	التربة القلوية	تربة التلحاحات المتداخلة
تربة السولونز	التربة الغير جيدة الصرف في المناطق الجافة والتربة الساحلية	
تربة السوليث	تربة المستنقعات ومناطق الرشح والمنبسطة الغير جيدة الصرف	
التربة التي تتعفن النباتات في طبقتها السطحية		
تربة الميدو الجبلية الألية		
تربة		
التربة التي تتعفن النباتات في طبقتها السطحية بنسبة قليلة		
تربة البلانوسول		
التربة التي ترتفع فيها مستوى الماء الجوفي (تربة البدزول)		
أو اللاترايت		
تربة الغابات البنية	التربة الكلسية	
التربة الصخرية أو التربة التي تتكون من رمال جافة		
التربة النفضية		التربة الغير كامله النضج

Soil Survey Staff, U.S.A. 1951 مأخوذة عن :

الفصل الثالث

الجريان السطحي والأنهار

- مبادئ المائيات .
- الرواسب في مجرى النهر.
- ١ — حركة الرواسب على القاع .
- ٢ — حركة الرواسب بالجمل .
- أساس ثبات المجارى المائية .
- أساس الاستمرارية في نحت ونقل الرواسب بالمجارى المائية .

الفصل الثالث الجريان السطحي والانهار

مقدمة :

عندما تسقط المياه على سطح الأرض على شكل امطار او ثلوج فان جزءا منها يتسرب في الطبقة السطحية لقشرة الأرض ، ويحدث الجريان السطحي حينما تزيد كمية الامطار عن طاقة التربة على التشبع بالمياه. ولهذا يعرف التسرب في التربة Infiltration بأنه معدل امتصاص التربة للمياه ، وطاقة التسرب هي مقدار التوازن بين معدل الامداد بالمياه ومعدل امتصاص التربة ، وحينما تزيد تفيض وتجري على سطح الأرض .

ورصيد المياه اللازمة للجريان السطحي هو الجزء المتبقى من الحجم الكلى للمياه التي سقطت على سطح الأرض بعد أن استقطع جزء منها ليتسرب في التربة وهو ما توضحه المعادلة التالية :

$$Wb = P - (R + D + T)$$

حيث P هي كمية التساقط أو المياه المضافة ، R هو الجريان السطحي ، D هي كمية المياه المتسربة في التربة ، E هي كمية المياه المتبخرة من على سطح الأرض ، T هي كمية المياه المفقودة عن طريق النتح ، وأحيانا يضم كل من العاملين الاخيرين T, E على أنها مياه مفقودة بفعل البخر والنتح معا .

و يتطلب الجريان السطحي انحدارا للسطح ليجرى في اطار محفور في سطح الأرض Channeled أو على شكل جريان على السطح Sheat Flow والمجاري المائية (مثل الانهار والأخوار والقنوات وغيرها) ما هي الا حجوم من المياه يجرى في قناة محفورة ، ولفهم طبيعة الجريان وميكانيكيته لابد من معرفة أساسيات علم المائيات Hydraulics.

مبادئ المائيات

نحن نعرف من علم الطبيعة ان السوائل متحركة ، وهذه الحركة تحدث باختلاف الضغط بين نقطتين ، فالحركة هي ازاحة d وضغط القوة المضافه $W = Fd$ ، والقوة الطبيعية هي الجاذبية ، ففي المجارى المائية المنحدرة تقدر قوة الجاذبية بضرب مقدار القوة في زاوية الانحدار $F \sin i$ وقوة الجاذبية اذا هي مقدار حاصل ضرب الكتلة في مقدار الدفع Acceleration .

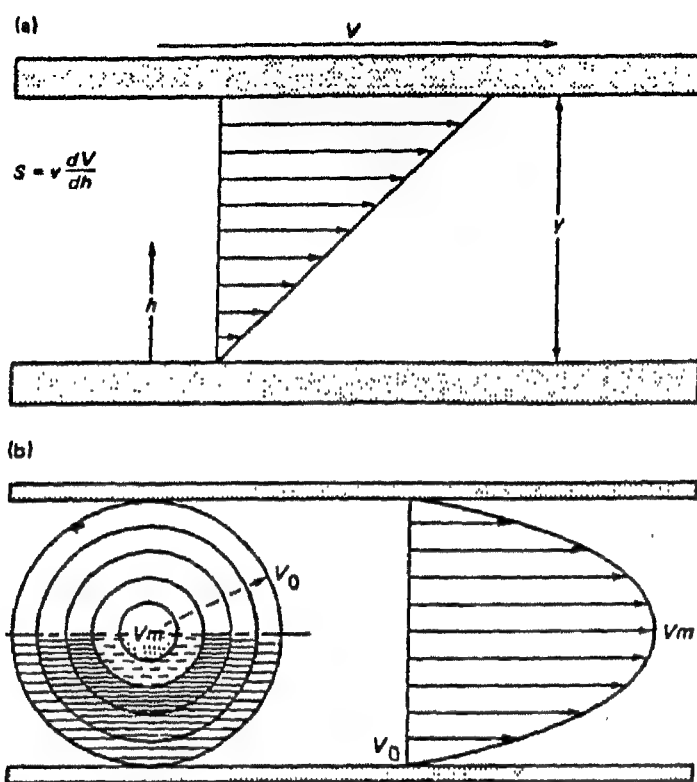
$$F = Ma \quad \text{or} \quad W = Mad$$

حيث F هي قوة الجاذبية ، M هي الكتلة ، a هي مقدار الدفع ، d هي مقدار الازاحة ، ومقدار الطاقة على الحمل بالنسبة للسوائل Kinetic Energy (1)

$$KE = 1/2 MV^2$$

حيث KE هي الطاقة ، M هي الكتلة ، V هي سرعة المياه ، وهكذا فطاقة جريان المياه هي القدرة على الحمل وتتأثر بصورة رئيسية بسرعة المياه ، والقدرة على الحمل ، وذلك إذا هو ما يقوم به النهر من نحت ونقل وارساب . وتتصف السوائل بصفة عامة بتحريك جزيئاتها ، وعندما تكون في حالة حركة فانها تعمل على احتكاك هذه الجزيئات والتي تحدث بالتالى اللزوجة Viscosity فاذا اندفعت المياه بالمجارى بفعل الجاذبية فان قوى المقاومة تحدث على القاع والجوانب (راجع شكل رقم ١٧) ففي شكل (١٧ أ) يوضح الجريان المائي على شكل طبقات ، اذ نجد ان الطبقة السفلى تتحرك ببطء شديد بينما الطبقة السطحية تتحرك بمقدار السرعة المقاسه للمياه بالمجرى ، ولهذا تتفاوت سرعة المياه بالطبقات من أسفل إلى أعلى (أو من القاع إلى السطح في النهر) . وللحصول على سرعة المياه بالمجرى فلا بد من أن مقدار الضغط بالاحتكاك

(1) Leopold, L. B., Wolman, M.G., and Miller, J. P., 1964, Fluvial Processes in Geomorphology, Freeman and Company, San Francisco, p. 173.



الاحتكاك الذي يحدثه الجريان المائي على القاع والجوانب، ولذلك فان مقدار الضغط بالاحتكاك يتناسب طرديا مع تدرج السرعة من القاع الى السطح كما توضحه المعادلة الآتية : $s = \frac{N dv}{dh}$ حيث N هي درجة القوام Viscosity وهي مقدار ثابت للنسبة بين مقدار الضغط بالاحتكاك ومنحنى السرعة، $\frac{dv}{dh}$ هي تفاضل السرعة بالاحتكاك عن القاع .

أما شكل (١٧ ب) فإنه يوضح الجريان المائي داخل امبويه (سلندر الشكل) ، اذ نجد تغير سرعة الجريان في الانبوب بتغير بتغير مساحة الدائرة من محور السلندر حتى اكبر دائرة والتي تمثل اطار السلندر . ففي محور الانبوب تصل السرعة الى اقصاها بمقدار قوة الدفع في الانبوب بينما تصل السرعة الى ادناها على اطار السلندر ، واذا نظرنا الى النصف الطولي للأسطوانة أو السلندر نجد أن الجريان فيه

يصل اقصى سرعة له في المنتصف أيضا ، تماما كما في حالة الجريان داخل الاسطوانة أو السلندر مكتملة الشكل و يصل الى أدنى درجه له على القاع والجوانب بالنسبة للقطاع النصف طولى للسطوانة تماما كما في حالة المجرى المفتوح .

و يعتبر هذين الشكلين (شكل ١٧ أ ، ١٧ ب) تمثيلا صحيحا للجريان الطبقي في الانهار Laminar Flow حيث تتحرك كل طبقة في مسارها في سرعات مختلفة ، وكل قطرة من الماء في مسارها دون ان تختلط بمسارات القطرات الأخرى .

أما عندما تختلط مسارات قطرات الماء ، وتختلط الطبقات ببعضها ، و يصبح الجريان غير منتظم ، فانه يصبح في حالة الجريان الهائج Turbulent Flow - وعندما تنخفض السرعة يعود مرة ثانية و يصبح جريانا طباقيا ، أى يصل الى النقط الاصلية التي كانت عندها السرعة لاتسمح بخلط المياه ، و يطلق على هذه القيمة الحرجة للسرعة بالسرعة الحرجة Critical Velocity وهي التي يكون فيها الجريان دائما جريانا طباقيا ، و يعبر عنه برقم رينولد للسرعة Reynold Number (R) :

$$R = \frac{Vd}{\nu/n}$$

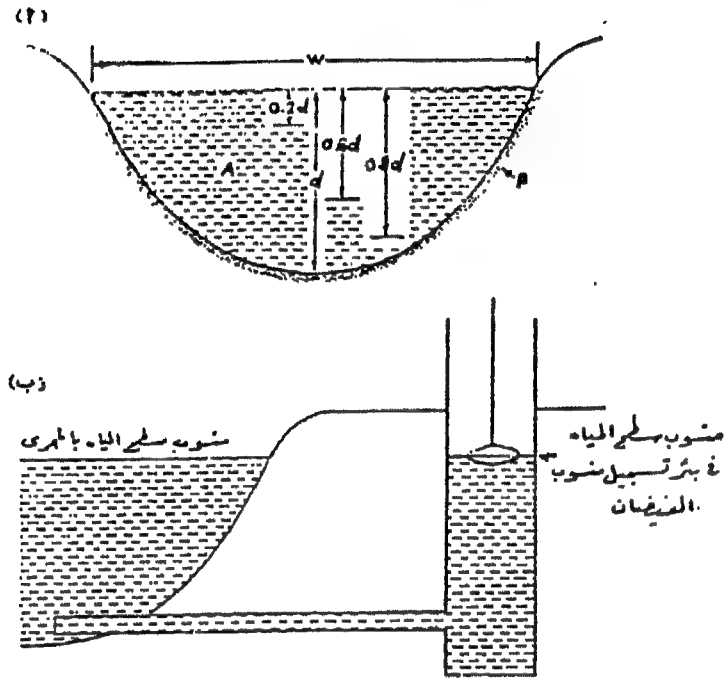
حيث \bar{V} هي السرعة ، d هي العمق (أو مقدار عمق المياه بالمجرى) ، N هي درجة القوام ، n هي كثافة المياه .

اما احتكاك القاع والجوانب (احتكاك حدود المجرى Boundary Shear) فهو يؤثر على سرعة الجريان خلال المقطع العرضي للمجرى و يعبر عنه بمعادلة شيزى Chezy Equation وهي :

$$V = C \sqrt{RS}$$

حيث \bar{V} هي متوسط سرعة الجريان ، C هي مقدار ثابت لشيزى يعتمد على القوى الناتجة عن الاحتكاك ، R هو نصف المدى المائي Hydraulic Radius ، اما S فهي الانحدار. فقدار المدى المائي هنا يقصد به نسبة مساحة المقطع العرضي للمجرى الى محيطه المبلول بالمياه Witted Per-

imeter-وهو التقاء الماء بحدود المجرى عند المقطع العرضي كما في الشكل رقم (١٨) ونصف المدى المائي في الانهار الضحلة والعريضة يساوي متوسط عمق المياه تقريبا .



شكل رقم (١٨) رسم نظري يوضح مقطع عرضي لمجرى إنهر

وتؤثر درجة خشونة المجارى المائية أيضا على سرعة الجريان ، وتقدر عادة باستخدام معادلة ماننج Manning Equation وهي .

$$V = \frac{1.486}{n} R^{0.6} S^{0.5}$$

حيث V هي متوسط سرعة الجريان (قدم/ثانية) ، n معامل درجة خشونة ، R وهو نصف المدى المائي (بالقدم) . S هو معدل انحدار المجرى (قدم/١٠٠ قدم) ولقد قدرت قيا تقر يبيه لمعامل درجة الخشونة لكل انواع المجارى المائية الطبيعية والصناعية بعد دراسات وأبحاث حقلية ومعملية مستفيضه في هذا الموضوع (جدول رقم ٣) .

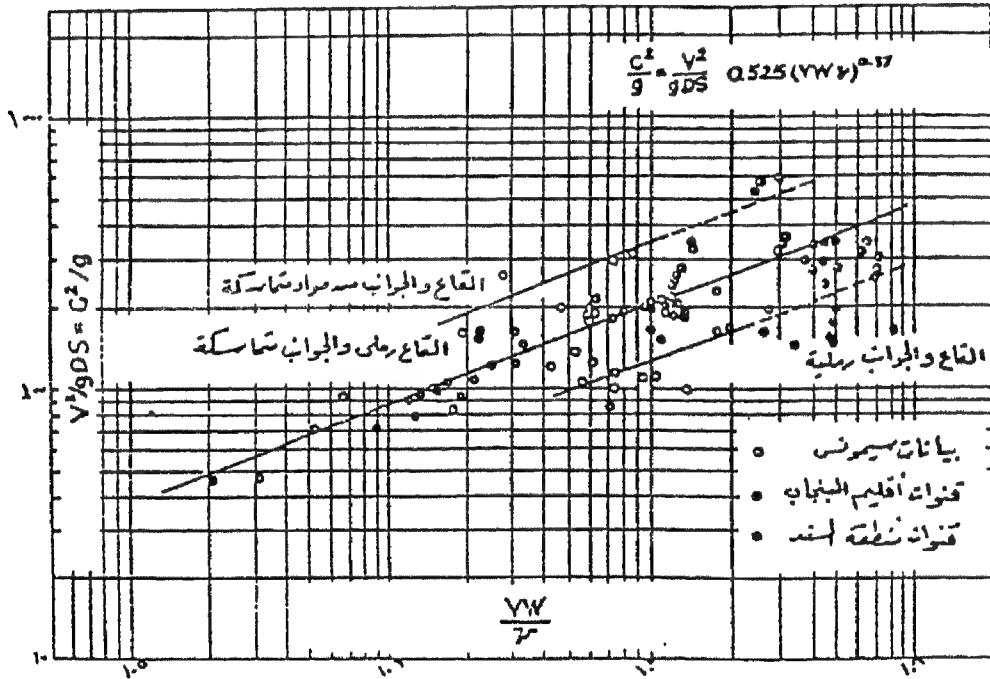
معامل درجة الخشونة	المجاري المائية (الطبيعية والصناعية)
	القنوات والمجاري المائية المحفورة : ..
	أ- في التربة :
٠,٠٢٥ - ٠,٠٢٠	(١) غير مقوى الجسور ، مستقيم ، منتظم .
٠,٠٣٥ - ٠,٠٢٥	(٢) غير مقوى الجسور ، غير منتظم .
٠,٠٤٥ - ٠,٠٣٥	(٣) قناة أو مجرى مائي مع نبات طبيعي خفيف الكثافة
٠,٠٥٠ - ٠,٠٤٠	(٤) قناة أو مجرى مائي مع نبات طبيعي كثيف
٠,٠٣٣ - ٠,٠٢٨	(٥) حط محفور على الأرض .
	ب- في الصخر :
٠,٠٣٥ - ٠,٠٣٠	(١) مجرى املس ومنتظم .
٠,٠٤٥ - ٠,٠٣٥	(٢) ملئ بالصخور وغير منتظم .
	القنوات والمجاري المائية المقواة بالجسور : ...
٠,٠٢٢ - ٠,٠١٣	(١) قناة أو مجرى مبطن بالاسمنت
٠,٠٢٠ - ٠,٠١٧	(٢) قناة أو مجرى مبطن الجوانب والقاع مبطن بالحصى
٠,٠٣٠ - ٠,٠٢٠	(٣) ربراب Riprap وهي قناة مقواة الجوانب
	بالطين المخلوط بالحشائش كى تعطية قوة
٠,٠٣٣ - ٠,٠٢٣	(٤) مجارى مقواه الجوانب بالطين المخلوط ،
٠,٠١٦ - ٠,٠١٣	والقاع مفروش بالحصى
	(٥) الاسفلت .
	المجاري المائية الطبيعية : ..
٠,٠٣٣ - ٠,٠٢٧	(١) مستقيم ونظيف الجسور وقاع منتظم .
٠,٠٤٠ - ٠,٠٣٣	(٢) مستقيم الجسور و به بعض النباتات .
٠,٠٥٠ - ٠,٠٣٥	(٣) نظيف ، به ثنيات والحفر على القاع .
٠,٠٨٠ - ٠,٠٦٠	(٤) مملوء بالاعشاب والرواسب ثنيات
	وحفر على القاع عميقه
٠,٢٠٠ - ٠,١٠٠	(٥) مملوء بالاعشاب والرواسب و به ثنيات وحفر على
٠,٠٨٠ - ٠,٠٥٠	القاع عميقه وكثافه عاليه من النبات .
٠,٢٠٠ - ٠,١٣٠	(٦) خشن ، به قطع صخرية ، فى منطقة جبلية
	(٧) المناطق الفيضة المجاورة لمجرى مائى طبيعي
	الانابيب : ...
٠,٠١٥ - ٠,٠١٣	(١) انبوبة من الاسمنت
٠,٠١٤ - ٠,٠١٢	(٢) انبوبة من الطين
٠,٠٢٤ - ٠,٠١٩	(٣) انبوبة من الحديد

From: Ruhe, V.R., 1975, Geomorphology, Houghton Mifflin

واخيرا فان كمية المياه الجارية في المجرى المائي تعتمد مباشرة على معدل السرعة كما في المعادلة التالية :

$$Q = AV$$

حيث Q هي حجم التصريف المائي Discharge اى الحجم الذى يمر خلال المقطع العرضى للنهر في مدة من الزمن و يعبر عنها بالقدم المكعب في الثانية ، A هي مساحة المقطع العرضى للمجرى (بالقدم المربع) ، V هي سرعة الجريان (قدم/ثانية) وتسمى هذه المعادلة بمعادلة الجريان الاساسيه التى تستعمل في هيدرولوجيه النهر وتقدر بواسطتها معظم أنشطة النهر من نحت ونقل وارساب الخ .



شكل رقم (١٩) تغير قدرة النهر على النحت $\frac{V^2}{gDS}$ بتغير سرعة الجريان $\frac{VW}{V}$

الرواسب في مجرى النهر

على الرغم من أن معظم طاقة النهر تتبدد بالجريان الهائج -Turbulent flow الا ان جزءاً من هذه الطاقة يستخدم في دور هام جداً بالنسبة للنهر وتطوره مثل النحت والنقل والارساب ، هذه العمليات قد تبدو بسيطة ، الا انها معقدة جداً ودرجة فهمنا لها كجغرافيين لازالت على السطح ، كما ان هذه العمليات تشكل معظم المفاهيم الجيومورفولوجية المعروفة لدينا لذلك سوف نستعرض هنا العلاقة بين جريان النهر ورواسبه .

وتنتقل الجزيئات الدقيقة للرواسب بصفة عامة بواسطة الحمل في جسم الماء بالنهر ، وهذا الجزء المحمول من الرواسب يتحرك دائماً بسرعة منخفضة نسبياً عن حركة جسم الماء بالمجرى ، وقد يقطع مسافات طويلة من منطقة النحت الى نقط بعيدة بالمجرى بالاتجاه نحو المصب دون ان يحدث له عملية ترسيب مرحلية ، اما الجزيئات الخشنة من الرواسب قد تسافر مسافات طويلة ايضاً محمولة في جسم الماء بالمجرى ، الا انها في معظم الاحيان تستقر على القاع لفترة مؤقتة وليست بصفة دائمة ، فالرواسب الخشنة دائماً ما تسافر في المجرى على هيئة رواسب على القاع تتحرك بالتدحرج أو الانزلاق أو القفز .

وهكذا تنقسم الرواسب المحمولة بالنهر الى قسمين رئيسيين هما :

القسم الاول : رواسب مجروره على القاع Bed Load وهي التي تسافر في النهر اما قريبه من القاع أو على القاع مباشرة .

والقسم الثاني : هي الرواسب المحمولة في جسم الماء بالنهر Suspended Load

وليس هناك فصل واضح بين الحملتين ، ولكن استخدام الاصطلاحين ماهو الا مجرد تسهيل على القارىء في توضيح ميكانيكية النهر في حمل الرواسب حيث ان مجموع الحملتين (الرواسب المجروره على القاع والرواسب المحمولة) يطلق عليه بالمجموع الكلى لحمولة المجرى من الرواسب Total Load كما يمكن ايضاً

تقسيم حمولة النهر من الرواسب الى قسمين رئيسيين طبقا للحجم ، فالرواسب العالقة في الماء تكون صغيرة الحجم ، ولا توجد على القاع الا بكميات ضئيلة والرواسب المجرورة على القاع جزئياتها كبيرة الحجم ، وتوجد بكميات كبيرة على القاع وهي تكون شكل القاع .

وبالنسبة لمعدلات نقل الرواسب من اماكن نحتها الى اماكن ترسيبها يطلق عليها تصريف النهر من الرواسب Sediment Discharge حتى ان حجم المياه بالنهر هي جزء من تصريف النهر . وقد يتمادى البعض و يقسم حمولة النهر من الرواسب الى تصريف النهر من الرواسب المحمولة Suspended Load Discharge ، وتصريف النهر من رواسب القاع Bed Load Discharge ، وتقاس حمولة النهر من الرواسب بالرطل / ثانيه او بالطن / يوم ، ولقد قامت معظم الدراسات الاولية لحركة الرواسب بالانهار على الرواسب الرملية ، وقليلًا منها على انواع الرواسب الاخرى ، ومن هذه الدراسات ظهرت كثير من العلاقات الرياضية التي تعد اساسا للدراسات الحديثه في هذا الموضوع على الرغم من ان معظمها كان نتيجة دراسات معملية ولم تدعها الدراسات الحقلية ، فنذ عام ١٩٣٥ ولازالت الدراسات على الرواسب المحمولة قليلة وفهمنا لها ضئيلًا وعلى آية حال فقد ظهرت بعض النظريات الخاصة بحركة الرواسب المحمولة بالنهر سوف نستعرضها في هذا الفصل .

(١) حركة الرواسب على القاع :

The Incipient Notion of Bed Load

أ- نظرية هوايت :

يرجع الباحثون حركة الرواسب على القاع بالانهار الى تحليلات كل من هوايت White, C.M., 1940 وشيلدرز Shields, A., 1960 لعمليات نقل الرواسب بالانهار .

فلقد استند هوايت في تحليله الى العوامل المتحركة في الحركة بمعادلة لحظة حركة الرواسب مع لحظة مقاومة هذه الرواسب للحركة ذاتها . ويوضح شكل

رقم (٢٠) الموى التى تعمل على دفع جزىء الرواسب على سطح مستوى لناع المجرى المائى . هذه القوى تكون متواز به مع سطح القاع وتعمل على ارجحه جزىء الرواسب الى الامام والخلف حتى تخلعه من مكانه ، وتدفعه الى الامام ، بشرط ان تتغلب على قوة المقاومة ، وهذه القوة يطلق عليها قوة الضغط بالاحتكاك Shear Stress فاذا قاوم جزىء الرواسب هذه القوى المفروضة عليه فان قوة الضغط بالاحتكاك لا بد وان تتناسب مع مربع قطر الجزىء نفسه ، وبذلك يمكن حساب قوة الحركة الموازية للقاع على النحو التالى :

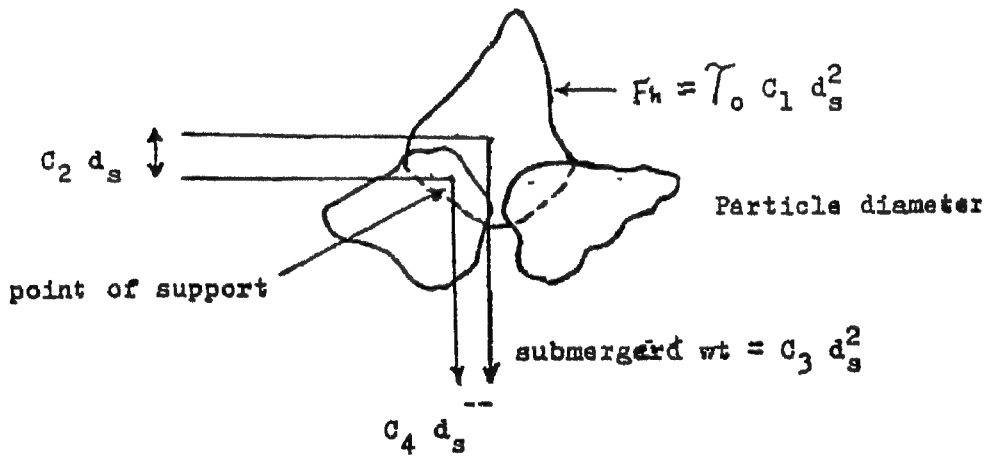
حيث T_o = قوة الضغط بالاحتكاك على القاع

d_s = قطر جزىء الرواسب

C_1 = ثابت يربط مربع قطر الجزىء بالمساحة التى يغطيها من سطح

القاع .

F_h = قوة الحركة الموازية للقاع .



شكل رقم (٢٠)

يوضح القوى التى تعمل على حركة جزىء الرواسب

وهى التى على السطح ومواز به لسطح القاع

فاذا كانت المسافه بين نقطه التثبيت ونقطه الحركة $C_2 d_s$ حيث يطلق

عندها ذراع القوة تتناسب طرديا مع قطر جزيء الرواسب فان لحظة الحركة او ما تسمى بلحظة انقلاب الجزيء هي البدء في الحركة مع التيار المائي

$$M_o = T_o C_1 C_2 d_s^3$$

حيث C_2 ثابت يمثل النسبة بين قطر الجزيء وذراع القوة بالنسبة لقوة الحركة الموازيه للقاع F_h

اما لحظة المقاومة فتأتى من وزن الجزيء المدفون جزء منه في سطح القاع ، واذا كان هذا الوزن يتناسب طرديا مع مكعب قطر الجزيء

$$(C_3 (Y_s - Y_f) d_s^3)$$

واذا كان ايضا ذراع القوة يتناسب طرديا مع قطر الجزيء $C_4 d_s$ فان لحظة المقاومة تكون على النحو التالى : ..

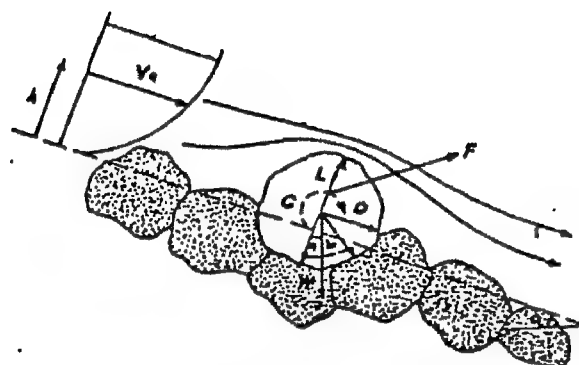
$$M_r = C_4 C_3 (Y_s - Y_f) d_s^4$$

حيث Y_s و Y_f هما مقدار وزن جزيء من الرواسب ووزن جزيء من الماء على التوالي . وهذا نرى ان جزيء الرواسب يبدأ في الحركة عندما يكون قوة الضغط على القاع (T_o) هي السائدة او بمعنى آخر عندما تكون لحظة انقلاب الجزيء (M_o) مساوية للحظة المقاومة (M_r) . وهذا يطلق على مقدار قوة الضغط على القاع (T_o) القيمة الحدية Critical Shear كما يمكن دمج معادلتى القوة (M_o) ، ولحظة المقاومة (M_r) في معادلة واحدة ، وكذلك توحيد ثوابت المعادلتين في ثابت واحد هو C تكون النتيجة على النحو التالى :

$$T_c = C (Y_s - Y_f) d_s$$

حيث T_c هي القيمة الحدية لقوة الضغط على القاع بالاحتكاك (رطل / قدم مربع) ، d_s قطر الجزيء (بالملليمتر) ، C مقدار ثابت ، وهكذا نرى ان القيمة الحدية لقوة الضغط على القاع بالاحتكاك تتناسب طرديا مع قطر جزيء الرواسب ، وبالنسبة للمقدار الثابت C فهو يمثل درجة الكثافة وشكل الجزيء وكذلك الخصائص الطبيعية والكيميائية للمياه وكيفية توزيع الرواسب على القاع ، ولقد قدرت قيم مختلفه لهذا الثابت $C (Y_s - Y_f)$ على النحو التالى :

تتراوح القيمة ما بين ٠,٠١٣ ، ٠,٠٤٠ إذا كانت (T_c) بالرطل لكل قدم مربع ، Y_s ، Y_f بالرطل لكل قدم مكعب .



شكل رقم (٩٠) رسم يوضح القوى التي تعمل على حركة جزيئات الرواسب المجموعة على سطح قاع المجرى وتوازنها.

تمتدحه Retter 1980

ب - نظرية شيلدز:

لقد اعتقد شيلدز انه لا يمكن ان نتصور كيف تعمل القوة الضاغطة بالاحتكاك على حركة جزيء الرواسب في الطبيعة كما وصفها هوايت ، فقد تجنب اى افتراض بالنسبة لميكانيكية النهر والعلاقات المتداخلة التي تعمل بداخله .

كما اوضح هذه العلاقات في صورة نسب (١) دون ان تدخل في التعليل الطبيعي لميكانيكية النهر ، فهناك مجموعه من العوامل الرئيسية التي تعمل على

(١) طريقة النسب هي وسيلة تهدف الى ابراز اهمية العلاقات احصائيا بين المتغيرات التي تتضمنها المشكلة المدروسة ، وذلك بدراسة وحدات المتغيرات وتجميع هذه المتغيرات في شكل نسب ، فعلى سبيل المثال فان اهم ثلاث وحدات للقياس هي : القوة (وزن) والطول والوقت ، فاذا كان لدينا ثلاث متغيرات متداخلة مع بعضها مثل القوة F والكتلة m والسرعة V ولكن ليس لدينا القيمة العددية لهذه الكمية F/mV وحيث ان الكمية ليس لها ابعاد فقد اثبت التجارب ان هذه الكمية تساوى واحد صحيح .
dimensionless

حركة رواسب القاع هي : قوة الضغط على القاع (T_o) ، الاختلاف بين كثافة الرواسب وكثافة الماء $(P_s - P_c)$ ، قطر جزيء الرواسب (d_s) ، درجة القوام (V) ، الجاذبية (g) ، ويمكن ضم هذه العوامل في كميتين نسبيتين على النحو التالي :

$$\frac{d_s \sqrt{\frac{T_o}{P_f}}}{v} = \frac{d_s U^*}{v}$$

or:

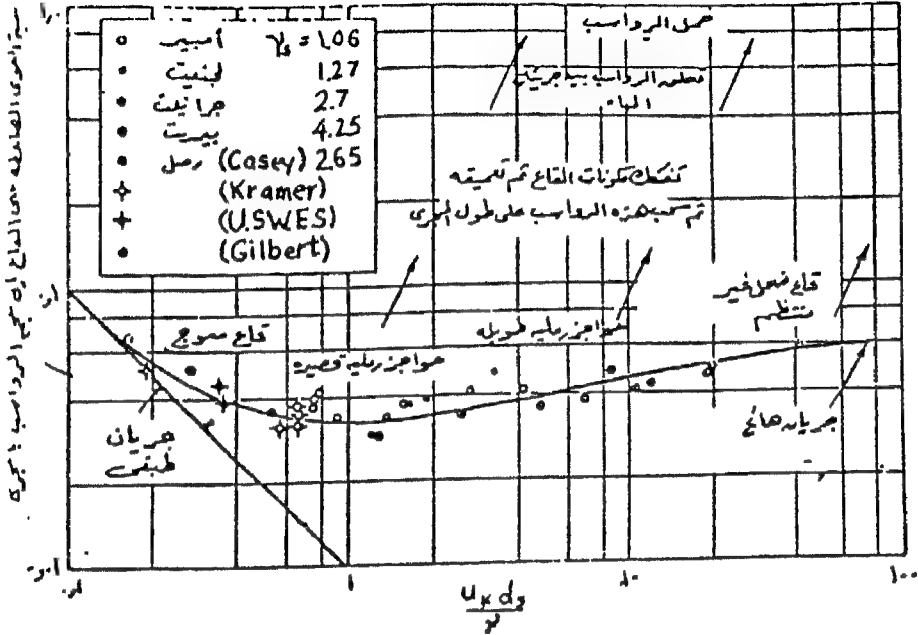
$$\frac{T_o}{d_s (P_s - P_f) g} = \frac{T_o}{d_s Y (S_s - 1)}$$

حيث Y هي وزن وحدة (بالحجم) من المياه ، S_s وزن وحدة (حجم) من الرواسب .

ولقد حاول شيلدز إيجاد علاقه بين هاتين الكميتين ، و يوضحها شكل رقم (٢١) والذي يعرف باسم Shields diagram فمعد النقطة الواقعة على الخط يكون مقدار قوة الضغط على القاع بالاحتكاك = القيمة الحديه ، اى $T_c = T_o$ وعند النقطة التى فوق الخط تتحرك جزيئات الرواسب ، اما عند النقطة التى تحت الخط لا يستطيع الجريان فى النهر تحريك جزيئات الرواسب .

شكل (٢٠)

شكل رقم (٢٠) منحنى شيلدز Shield's Diagram
ديناميكية سرعة المياه الجارية إلى درجة قوامها



وفي شكل (٢١) ايضا نرى ان مقدار $\frac{d \cdot ds}{V}$ اكبر من ٦٠ حيث ان المقادير التي اكبر من هذا الرقم تكون قوة الضغط على القاع بالاحتكاك تتناسب طرديا مع قطر جزيء الرواسب على النحو التالي :

$$\frac{T_o}{dsy (Ss-1)} = \text{Constant} = 0.06$$

وذلك اذا اخذنا $Y = 62.4$ رطل للقدم المكعب ، $Ss =$ ثابت مفد ، 2.65 ، $0.020 = C(Ys - Yf)$ وكذلك Tc لابد وان تكون بالرطل على القدم المربع ، ds بالمليمتر ، Yf ، Ys بالرطل لكل قدم مكعب .

تأثير شكل القاع على نتائج منحنى شيلدز :

يبدو لنا من نظرية شيلدز ان الظروف الطبيعية التي يمكن تطبيق نتائج النظرية عليها هي قاع النهر المستوي السطح والانحدار بطيء ووزن جزيء

الرواسب في حالة موازاته لسطح القاع وليس عموديا عليها ، اى ليس هناك مقاومه للحركة من جزىء الرواسب فمن الناحية العملية فإن تطبيق هذه النتائج لم تقابلها صعوبات كثيرة ، فاذا زاد معدل الجريان في النهر تتكون الحافات على القاع dunes وتبقى دون ازالة او تغيير لشكلها اذا ما هبط الجريان المائى بالنهر . وعندما يزداد معدل الجريان مره اخرى فان النقطة التى عندها تتحرك الرواسب على قاع مستوى سوف لا تحدث على هذا القاع الموج .

وحتى اليوم لا يوجد تحليلا كتيا واضحا لحركة الرواسب على قاع موج لانها متعددة ، وتتعدد العوامل المؤثرة في الحركة وذلك لسببين : اولهما : ان قوة الضغط على القاع بالاحتكاك تكون غير موزعه توزيعا منتظما كما في حالة القاع المستوى السطح ، ففى الحالة التى تتكون فيها الحافات على القاع يكون معدل الضغط بالاحتكاك غالبا على الجبهه المقابله للاجزاء العليا من النهر ، ومعدلات السرعة تزداد باستمرار على الجانب المواجه للاجزاء الدنيا من النهر وهى الجبهه المحمي من التيار وتكون قوة الضغط بالاحتكاك ضعيفه ، وثانيها : هو ان وزن جزىء من الرواسب لن يصبح قيمه مهملة كما في حالة السطح المستوى وذلك لتغير الانحدار على هذا السطح المموج ، فعلى الجانب المواجه للاجزاء العليا من النهر تكون المقاومة للتيار اكبر بينما على الجانب المواجه للاجزاء الدنيا من النهر تضعف مقاومة جزئيات الرواسب للتيار .

ووجود هذين العاملين — حيث لهما تأثيرا متضادين على دوافع الحركة للرواسب — فليس من المؤكد ان حركة الرواسب على السطح المموج تكون بنسب اعلى او اقل من حركة الرواسب على السطح المستوى ولكن على آية حال فان السطوح المموجه او الغير منتظمة في رواسبها تتطلب معدلات عاليه من الضغط بالاحتكاك على القاع .

(٢) حركة الرواسب بالحمل :

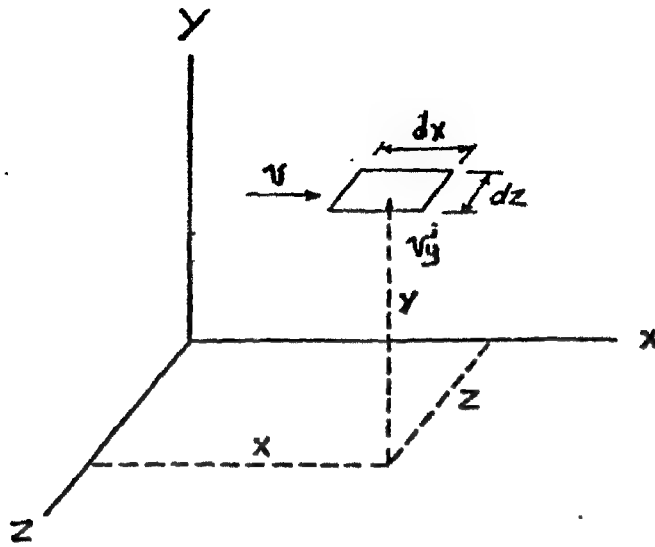
أ — ميكانيكية حمل الرواسب :

ترفع الرواسب من على القاع وتحمل في جسم الماء بمجرى النهر بواسطة سرعة

التيار المائي الرأسية او يطلق عليها الجريان المائع ، ففى الشكل رقم (٢٢) نرى ان (٧٧') هى القيسه المطلقة للسرعه الرأسية للمياه ، (٧) ، وتقاس السرعه (٧٧') فى مستطيل صغير تمثل جوانبه القيم dx, dz واحيانا يكون هذا المستطيل قريبا من سطح الماء او قريبا من القاع واحيانا اخرى متفاوت فى المساحه تبعا لحجم المياه وطبيعته الجريان وحيث انه لا يوجد تيار مائى محدد يسير بحركه رأسية الى اعلى او الى اسفل فان السرعه vy' تساوى صفرا وبعبارة اخرى ان حركه المياه الرأسية الى اعلى او الى اسفل تساوى حجم المياه بالمجرى . ومن المعروف عادة ان درجة تركيز الرواسب Concentration تقل بالاتجاه الى اعلى من القاع الى السطح لذلك فالجريان الرأسى الى اعلى خلال المساحه $(dx dz)$ سيحمل كثيرا من الرواسب الى اعلى على الرغم من انه لا يوجد تيارا رأسيا مباشرا .

وعلى ذلك فان معدل الحمل الى اعلى بواسطة عمليه الخلط Diffusion (٢) Process يمكن حسابها بدراسة توزيع درجات تركيز الرواسب فى جسم الماء بالمجرى . ونحصل على معدل تركيز الرواسب بجسم الماء بالمجرى بواسطة نسبة معدل حركه الرواسب الرأسية بالاتجاه نحو السطح نتيجة عمليه الخلط الى معدل حركه الرواسب الرأسية المحمله بالاتجاه نحو القاع نتيجة قوة الجلابيه .

(2) Rouse, H., (ed.), 1950, Engineering Hydraulics, John Wiley and Sons, p. 95



شكل رقم (٤٤) دفع الرواسب إلى أعلى بفعل الجريان المبرمج للمجري

ب - توزيع الرواسب المحمولة :

توضح المعادلة التالية التوزيع النسبي لتركيز الرواسب في الماء للجريان المنتظم :

$$\frac{C}{C_a} = \left(\frac{d-y}{y} - \frac{a}{d-a} \right)^2$$

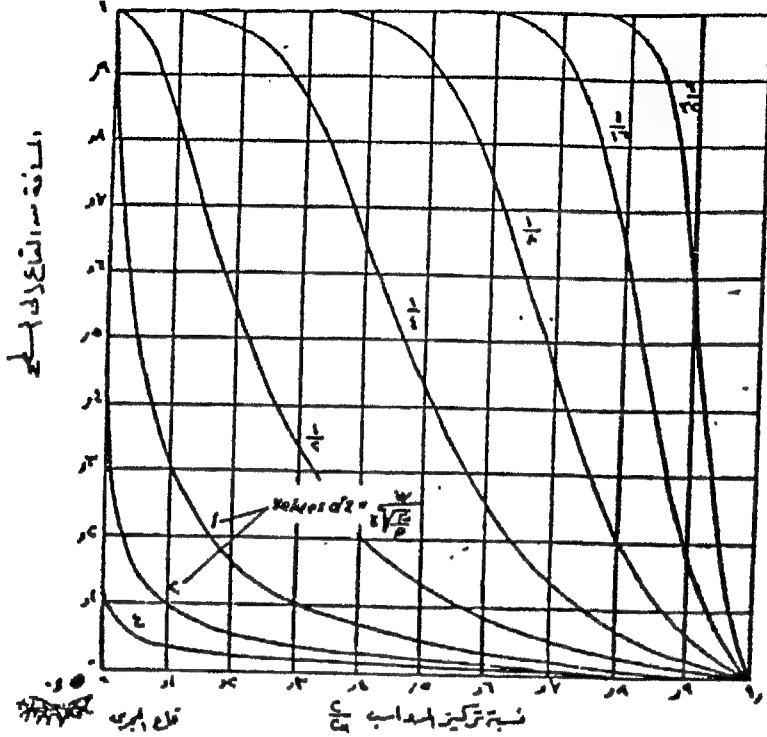
$$z = \frac{W}{K \sqrt{T_0 / P}} = \frac{W}{KU^*}$$

في هذه المعادلة C = درجة تركيز الرواسب على مسافة رأسية من القاع ،
 C_a = درجة التركيز عند مسافة معلومة (كنقطة أصلية) من القاع ، a
 و Y ثابت ، W = معدل ترسيب جزئيات الرواسب على القاع بفعل الجاذبية ،
 K = رقم ثابت يعطى قيمة مقدارها ٠,٤ ، بالنسبة للمياه الصافية ، T_0 =
 مقدار قوة الضغط على القاع بالاحتكاك مقاسه بالرطل لكل قدم مكعب ، T_0 =
 كثافة المياه وتقاس بما يعرف باسم Slugs (وهي وحدة قياس للدرجة القوام أي

لكل قدم مكعب من المياه يمكن ان يتحمل مقدارا من الرواسب يصل الى ١,٩٦ سلجص (Sluges)، وتقاس درجة التركيز C او Ca — بعدد من الوحدات اما بالجرام للتر الواحد او جزء في المليون. ولكن تطبيق المعادلة السابقة لهذا الجزء من الرواسب الذى يتم له عملية الترسيب ذات القيمه W يقابله صعوبات عديده فسرعة الترسيب يجب ان تحدد عند ترسيبات النهر في ظروف معينه (وهى عادة ماتحسب بالنسبه لسرعة هذه الرواسب في مياه صافيه غير مخزونه) وشكل (٢٣) يوضح نسبه تركيز الرواسب المحموله طبقا للمعادلة السابقه ولقيم مختلفه لـ Z منسوبا الى نقطة اصلية ترتفع عن القاع بمقدار ٥% من طول المسافه من القاع الى السطح (حيث $a=0.05d$ والنسبه $\frac{y-a}{d-a}$ هي الكسر الاعتيادى للمسافه من نقطة الاصل (a) الى سطح الماء. لذلك سوف نرى ان درجة التركيز تصبح منتظمه اى بنسبه واحده عند القيم المنخفضه لـ Z وللقيم المرتفعه لـ Z تزداد درجة التركيز قرب القاع.

فحيث أن (Z) تتناسب طرديا مع سرعة الترسيب (W) فالمواد الخشنه سوف تعطى قيم اعلى لـ Z ولذلك ايضا نجد ان المواد الخشنه يزداد تركيزها بالقرب من القاع بينما المواد الناعه ينتظم توزيعها اى درجه تركيزها وتصبح ثابته كلما اقتربنا من السطح فالقيم المنخفضه لـ Z نراها في الانهار التى بها يكون مقدار الضغط بالاحتكاك على القاع Tu منخفضا، وحيث ان $Yds = To$ نرى ان المقدار الكبير للضغط على القاع بالاحتكاك والقيم المنخفضه لـ Z يكون مرتبطا بالانهار العميقه والمنحدره والتى بها معدلات سرعه الجريان عاليه ولها كفاءه عاليه على نقل الرواسب. وهكذا نرى ان الرمز (U^*) في مقام المعادلة (Z) هو مقياس لقدرة النهر على الحمل والنقل، بينما سرعة الترسيب (W) ماهى الامقياسا للجهد اللازم فقط لنقل او حمل جزىء الرواسب. وحيث ان (Z) تتناسب طرديا مع $\frac{W}{U^*}$ يمكن اعتبارها مقياسا للجهد الذى يبذله النهر لنقل الرواسب بمعنى ان القيم المنخفضه لـ Z تعنى ان النهر يحتاج لجهد بسيط لنقل الرواسب.

سطح المياه بالمجرى

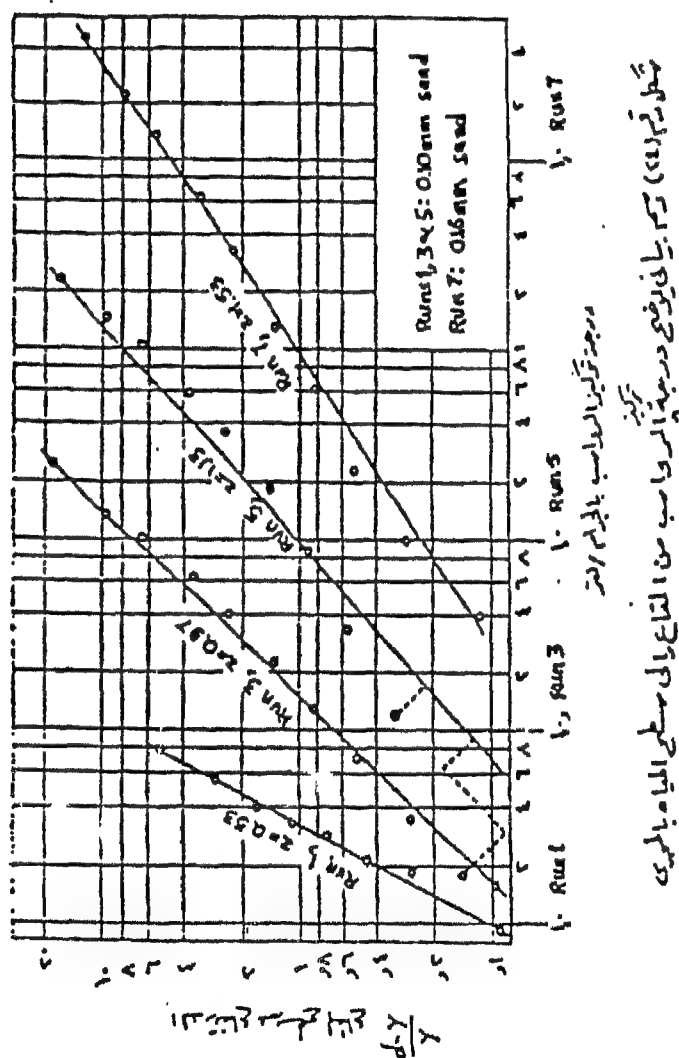


شكل رقم (٢٣) رسم بياني يوضح تناقصه نسبة تركيز الرواسب
المحصولة من القاع إلى سطح المياه بالمجرى

اختبار صحة معادلة التوزيع النسبي لدرجة تركيز الرواسب :

يمكن توقيع معادلة التوزيع النسبي لدرجة تركيز الرواسب $\frac{C}{C_a}$ على رسم بيان لوغار يتمي ، يكون المحور الافقى ممثلاً لقيم C (جرام لكل لتر) ، والمحور الرأسى ممثلاً لقيم $d-y/y$ وينتج عن هذا التوقيع معادلة خط الانحدار (معادلة الخط المستقيم) بحيث يكون انحدار الخط ممثلاً له قيم Z على المقياس اللوغاريتمى ، بحيث يمكن فى كل الحالات الحصول على قيمة Z بتوقيع قيم درجة تركيز الرواسب ذات الحجم المحدد حسب قراءات الاعماق المختلفة التى

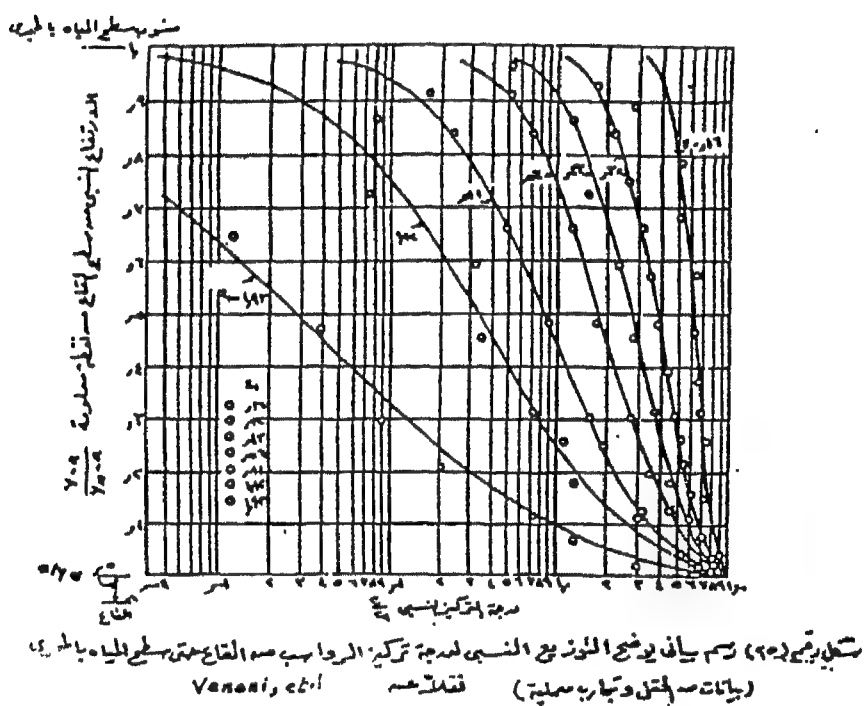
اخذت عندها درجة التركيز، ووضعت شكل (٢٤) بعض الرسوم البيانية لبيانات من مواقع على نهر الميزوري بالولايات المتحدة، وبعض الدراسات العملية (جدول رقم ٤) وكلها جميعا تؤكد صحة معادلة التوزيع النسبي لدرجة التركيز، كما توضح المنحنيات ايضا صحة تطبيق المعادلة لبيانات فيها التفاوت كبيرا.



جدول رقم (٤)
البيانات الخاصة بمنحنيات شكل رقم (٣٤)

موقع القياس	درجة التركيز عند نقطة A	حجم جزىء الرواسب الرملية التي قيست له درجة التركيز mm	معدل الانحدار $\frac{f_c}{f_c}$	عمق المياه f_c	قيمة Z
نهر ميزورى عند مدينة أوماها ولاية نبراسكا الأمريكية في ١٨/١٠/١٩٥١ .	١,٣٤	٠,٠٤٤ الى ٠,٠٣٦	٠,٠٠٠١٢٥	٩,١	٠,١٦
بيانات من العمل . نهر ميزورى عند مدينة أوماها ولاية نبراسكا الأمريكية في ١٧/١٠/١٩٥١ .	١,٩٥ ٠,٢٤٠	٠,١٠ الى ٠,٠٦٢	٠,٠٠٠١٢٥ ٠,٠٠٠١٢١	٠,٥٩٠ ٧,٧	٠,٣٢ ٠,٤٣
بيانات من العمل . بيانات من العمل . نهر ميزورى عند مدينة أوماها ولاية نبراسكا الأمريكية في ١٧/١٠/١٩٥١ .	٣,٢٠ ١٧,٠ ٢,٥٣	٠,١٠ الى ٠,١٤٩	٠,٠٠٠١٢٥ ٠,٠٠٠١٢٥ ٠,٠٠٠١٢١	٠,٢٩٥ ٠,٢٩٥ ٧,٧	٠,٥٦ ٠,٨١ ١,١٢
بيانات من العمل . في ١٧/١٠/١٩٥١ .	٠,٥٦	٠,٢٠٨ الى ٠,٢٩٥	٠,٠٠٠١٢٥	٠,٦٠٠	١,١٣

ولحساب قيمة (Z) رياضيا لابد من حساب سرعة الترسيب (W) وسرعة المياه بالاحتكاك (U^*) Shear Velocity والثابت (K) ولقد لوحظ أن قيم (K) تتناقص من ٠,٤ للمياه الصافية إلى أقل من ٠,٢ للمياه ذات نسبة تركيز عالية من الرواسب. ولقد أوضحت التجارب العملية قيا مختلفه لـ (K) حيث تأخذ القيمه ٠,٤ للمياه الصافيه، ٠,٢ للجريان ذو نسب عاليه من تركيز الرواسب، كما يمكن حساب قيمة (K) ايضا من شكل رقم (٢٥) والذي يوضح السرعات المختلفه على مسافات رأسيه مختلفه من القاع الى السطح.



والمشكلة التي تواجه تحديد قيمة (Z) لاى نهر غير متوفر له البيانات الكافيه لازالت بغير حل مرضى، حيث لايمكن حساب قيمة (Z) الا اذا عرفت سرعة الترسيب (W) حتى ولو كانت درجة التركيز وحدها معروفة.

U) وقد حاول كل من اينشتين وشاين Einstein and Chein, 1955 توقع بيانات لـ K مأخوذة من الطبيعة كى يمكن حساب سرعة الترسيب ، وكانت النتيجة فى المعادلة التالية .

$$\Sigma = \frac{C_1 W_1}{V S_f} = \frac{Y_s - Y}{Y}$$

حيث (C1) هى درجة التركيز عند سرعة ترسيب معينه (W1) ، (V) هى متوسط السرعة للمياه و (Sf) هى معدل الانحدار، (Ys-Y) هى الفرق بين كثافة الرواسب وكثافة المياه (وزن قدم مكعب من المياه أو الرواسب) اما علامة المجموع (Σ) فتعنى مجموع كل القيم لـ C1 و W1 كما يمكن استخدام هذا الرسم المبيانى لا ينشتين فى تقدير قيمة (K) بعد تقدير درجة التركيز، وبنظرة عامه على البيانات الغير متكاملة والغير متوفرة لبعض الانهار فى العالم نرى ان تقدير توزيع درجة تركيز الرواسب فى المجرى يعتمد اساسا على مدى الخبرة فى هذا المجال ، والحكم الصحيح على البيانات ، وكلها فى النهاية ماهى التقديرات .

تطبيق معادلة توزيع درجة تركيز الرواسب بالمجرى : ...

توضح فيه (Z) فى المعادلة ماذا كانت هناك كميات كبيرة من الرواسب محمولة فى جسم المياه بالنهر ام لا ، فى شكل (٣٣) نرى انه اذا كانت قيمة (Z) تزيد عن ٢ أو ٣ فان معظم الرواسب تتحرك قريه من سطح القاع ، وقد تبدو للناظر من على ضفاف النهر ان مياه المجرى صافية وتخلو من الرواسب .

ومن ناحية اذا كانت قيمة (Z) قريه من ١ ، ٠ قد يتصور البعض ان الرواسب تسير فى النهر طافية على السطح ، ولكن فى الحقيقة ان الرواسب فى هذه الحالة من النوع الدقيق وتتحرك فى جسم المياه محموله ، ودرجه تركيزها تكون

(1)

Einstein, H.A., and Chein, K., (1955), Effect of Heavy Sediment Concentration near the bed on the velocity and Sediment Distribution, M&RD, Sediment Series 8, Missouri River Division Corps of Engineers, Omaha, Nebraska, and University of California, Berkeley, August 1955.

موزعه بنسب متقاربة فبمعرفه قيمة (Z) يستطيع الفرد ان يستوضح حالاً نوع الرواسب المحمولة ، هل هي رواسب قاع خشنه ام رواسب دقيقة محمولة في جسم الماء بالمجري .

ويمكن حساب حجم الرواسب المحمولة بالنهر بجمع حجم التصريف لكل خيط من التيار المائي Filament من القاع حتى السطح فالخيط الرفيع من التيار المائي الذي عرضه واحد قدم وارتفاعه مسافه صغيرة من العمق (dy) يعطى تصريفاً من المياه حجمه في الثانيه يساوى القيمة (Vdy) حيث (V) متوسط سرعه الخيط المائي فاذا كانت نسبة تركيز الرواسب المحمولة عند منسوب (Y) من القاع لخيط المياه هي مقدار (G) بالرطل لكل قدم مكعب فان حجم تصريف النهر من الرواسب بخيط التيار المائي- في المجرى يساوى القيمة (CVdy) ولتجميع حجم التصريف من الرواسب لكل خيط في التيار المائي بالمجري تتكامل القيمة (CVdy) على النحو التالي :..

$$\int_a^d CVdy$$

حيث \int_a^d هي تكامل القيمة (CVdy) بين نقطة الاصل (a) وارتفاع (d) للخيط المائي من القاع (a) ، وبما ان قيمة (C) تحسب على النحو التالي :...

$$\frac{C}{C_a} = \left(\frac{d-y}{y} \frac{a}{d-a} \right)^z$$

وقد تم تعريف اطراف المعادله في ص⁶⁴ وقيمة (V) تحسب على النحو التالي :

$$V = V + \frac{1}{K} \sqrt{gd_s} \left(1 + 2.3 \log_{10} \frac{y}{d} \right)$$

حيث (K) هو معامل الكثافة ، (d) هي عمق المياه ، (Y) هي العمق الذي قيست عنده السرعة ، (g) هي مقدار الجاذبيه ، (S) هو انحدار المجرى ، (V) هو مقدار القوام للمياه . فيمكن اذا احلال معادلتى C و V محل هذه الرموز في معادله

التكامل ، تصبح الصورة النهائية لمعادلة التكامل وهي التي سيحسب بها حجم
تصريف النهر من الرواسب بين نقطتي d, a : (1)

$$\int_a^d \left(\frac{d-y}{y} \frac{a}{d-a} \right)^z \left(v + \frac{1}{k} gds (1+2.3 \log_{10} \frac{y}{d}) \right) dy$$

ملحوظة : ..

هذه المعادلة خاصه بحساب حجم التصريف من الرواسب بالنسبة لكل
درجة تركيز المرتبطة بكل حجم من احجام جزئيات الرواسب (4) اما رواسب
القاع فليس هناك نظرية محدده تحسب على اساسها حجم التصريف بالنسبة لهذه
الرواسب ، فلقد اعتمدت التقديرات على الخبرة المتاحة والمكتسبة من التجارب
المعملية ، فالفاعل بين المياه وجزئيات الرواسب ، وتكوين الحافات الرملية
dunes على القاع زادت من تعقيد الموقف ، واصبح من الصعب تحليل
حركة الرواسب على القاع بطريقة رياضية تخرج من المعادلة يمكن بواسطتها
حساب حجم تصريف الرواسب (رواسب القاع) .

اسس ثبات المجارى المائية

تعريف المجرى الثابت : ..

المجرى الثابت هو الذى لا يحدث فيه نحت للجوانب أو استقامة لمجره ، كما ان
النحت والارساب على القاع - اذا كان موجودا - لا يمثل قيمه كبيره تحدث
تغييرات بالمجرى . و يسمح هذا التعريف بوجود بعض التغييرات على القاع خلال
فترة وجيزة من الوقت ، ولكنها على مدى عدة سنين تحدث توازنا لقاع المجرى

-
- Vanoni, V.A., and Brooks, N.H., 1957, Laboratory Studies of the Roughness and Suspended Load of Alluvial Streams, Sedimentation Laboratory Report No. E-68, California Institute of Technology, December 1957.
- Rouse, H., (Ed.), 1950, Engineering Hydraulics, (4) John Wiley and Sons, San Francisco.

المشروط الاساسيه : ..

المجرى الثابت stable هو الذى ينقل الرواسب والمياه الواصلة اليه الى مجرى مائى آخر او اى مصب تعده له الطبيعة أو الانسان . فعلى المدى الطويل فان الانهار تتعادل مع نفسها Self adjusting كجزء من اللاند سكيب الطبيعى للوادي الذى يجرى فيه . وتتوازن فيها كميات المياه مع كميات الرواسب بحيث لا تزيد كمية عن الاخرى عن الحد الذى بعده يحدث النحت او الارساب . (°) فالنهر الذى من هذا النوع يطلق عليه النهر المتعادل Graded

وتعادل كميات المياه والرواسب على مستوى القطاع الطولى للنهر ليس بالضرورة ان يحدث على المستوى المحلى ، فقد يحدث نحت فى نقطة وارساب فى اخرى . ففى الانهار المتعرجة قد يحدث نحت فى جانب الشبه المقعره بفعل السرعه العاليه على هذا الجانب (محليا) ويحدث الارساب على الجانب الممّجب من الشبه حيث السرعه على هذا الجانب تكون بطيئة . وقد تحدث هذه الحالة فى الانهار المتعادل Graded وتحتاج الى عمليات حماية ببناء هذه الجوانب Bank Protection; Revetment or Groins، لذلك تحفر قنوات الرى بعرض وعمق متناسبين وانحدار يسمح فقط بالجريان حتى تتجنب هذه القنوات عمليات نحت الجوانب .

متغيرات المجرى الثابت : ...

سوف نأخذ فى الاعتبار اولا مشكلة ثبات او تعادل النهر على طول قطاعه الطولى دون الاهتمام بالنحت أو الارساب المحلى . فبالنسبة للقنوات أو المجرى المائية التى تنقل كميات صغيرة من الرواسب (فيما عدا الرواسب الدقيقة الحجم جدا Wash Load) يكون فيها مقدار الضغط على القاع بالاحتكاك Bed Shear اقل من قيمه الحديه لها . لذلك يقوم تحليل متغيرات هذا النوع من المجرى المائيه على حذف قوة الضغط على القاع أو احيانا يطلق عليها التحليل

(5) Simons, D.B., and Albertson, M.L., 1960, Uniform Water Conveyance Channels in Alluvial Materials, J. of Hyd., Div., A.S.C.E., Vol. 86, No. HYS, pp. 33-72.

بإسـمـة السـرعة المـحدودة Limiting Velocity حيث نختلف السرعة المحدودة طبقا لحجم المجرى المائي .

وكما يتضح من شكل (٢٦) اقترح «لان» Lane (١) قيا للسرعة المحدودة او القوة المحدودة للضغط على القاع بالاحتكاك ، وهي تفوق كثيرا القيم الحدية لها كما حسبت بطريقة شيلدز Shields او هوايت White . للرواسب الرملية والحصى الدقيق ، فعلى سبيل المثال فان مقدار الضغط على الرواسب الرملية التى يبلغ حجم ذراتها ملليمتر واحد هو ١٩٠ جرام على المتر المربع $T_{max} = 190 \text{ gr/m}^2$ بينما منحني شيلدز اعطى قيا تصل الى ٥٧ جرام على المتر المربع $T_o = 57 \text{ gr/m}^2$ وهذا الاختلاف الكبير فى القيم يرجع بصفة اساسيه الى الحافات الرملية Ripples الموجودة على القاع بينما حسب شيلدز قيمة للمجارى المائية ذات القاع المستوى السطح ، ويجب ان نشير هنا الى ان «لان» Lane حسب قيمة ليس على اساس ملاحظاته المباشرة للطبيعة ، بل بطريقة الحساب التراجعى Backward Calculation من القيم المنشورة للسرعة المعودة ويشير «لان» Lane ايضا فى شكل (٢٦) الى توصيات كثيرة متنوعة من مصادر مختلفة لاحوال مختلفة ، فاختلاف المنحنيات فى الرسم يعطى دلالة على وجود نسبة خطأ كبيره فى تحليل البيانات المأخوذة للمجارى الثابتة .

وعندما توجد كميات كبيرة من رواسب القاع فالمشكلة تصبح اكثر تعقيدا . فالخصائص الهيدروليكية للمجرى المائى لا بد وان تمد النهر بطاقة مناسبة لنقل الرواسب التى ترد اليه . ولكن حيث أن خشونة النهر ترتبط ارتباطا مباشرا بعملية نقل الرواسب ، فلا يجب ان تؤخذ الخصائص الهيدروليكية للمجرى على انها قيا ثابتة او معروفة تطبق مباشرة فى حسابات معدلات النقل ، فقد يكون هناك تأثيرا رجعي Feed back من الرواسب على الخصائص الهيدروليكية حيث تعمل

(1) Lane, Emory W., 1955, Design of Stable Channels Transaction, A.S.C.E., American Society of Civil Engineers, Vol. 120, 1955, pp. 1234-1279.

$F =$ معامل الاحتكاك .

$D =$ متوسط حجم الرواسب (ملليمتر) .

وقد اهتمت كل من شكل المقطع العرضي ودرجة حرارة المياه ، ودرجة القوام ، والانحراف المعيارى لمعامل شكل جزئى الرواسب وسرعة الترسيب ، ودرجة تركيز الرواسب الدقيقة الحجم Wash Load ومنحنى زمن الجريان Flow-duration Curve وخصائص منحنى الهيدروجراف ، وكذلك ثنيات المجرى الخ ، وهذه المتغيرات جميعا لا يمكن تحليلها بصورة مجتمعة ، ولا توجد مشكلة نموذجية تتضمن على كل هذه المتغيرات مجتمعة .

وعلى هذا فهناك ثمان متغيرات موضحة اعلاه تناسب تكوين اربع علاقات وظيفية على الاقل على النحو التالى : .. (٧) .

(١) معادلة حجم التصريف او معادلة الاستمرار Continuity Equation

$$Q = vwd$$

(٢) معادلة الجريان المائى لتحديد معامل الخشونة n , F

$$v = \sqrt{\frac{8}{F}} \sqrt{gds} = \frac{1.49}{n} d^{0.6} s^{0.5}$$

(٣) معادلة نقل الرواسب (معادلة شيلدز) :

$$Q_s \text{ or } g_s = 10 q_{10} \frac{T_o - T_c}{(S_s - 1)^2 d_s}$$

حيث g_s هى حجم تصريف الرواسب ، q_{10} حجم التصريف المائى S وهى انحدار المجرى ، $T_o - T_c$ هى الفرق بين القيمة الحديه لقوة الضغط على

Leopold, Luna and Maddock, Thomas, Jr., 1952, The (7) Hydraulic Geometry of Stream Channels and Some Physiographic Implications, U.S. Geological Survey Professional Paper, p. 252.

Leopold, Luna, Wolman, Gordon, and Miller, John, 1964, Fluvial Processes in Geomorphology, Freeman and Company, San Francisco, pp. 198-332.

القاع بالاحتكاك والقيمة المقرؤه للمجرى ، S_s هي معامل الكثافة بالنسبة للرواسب ، d_s هي حجم جزئي الرواسب .

(٤) العلاقة بين العرض والعمق :

نسبة العرض الى العمق $\frac{W}{d}$ وهي نتيجة تفاعل المتغيرات الاخرى بالمجرى .

ولحل هذه المعادلات نجد ان ثلاث متغيرات فقط يمكن اعتبارهم متغيرات مستقلة Independent بينما المتغيرات الخمس الباقية يمكن اعتبارهم متغيرات تابعة Dependent فعلى القائم بتصميم المجرى ان يأخذ المتغيرات S, Q, D أو Q, S, D على انها متغيرات مستقلة ، وقد نصل بهذه الطريقة الى صورة متناقضة حيث أن هذه المتغيرات اساسا غير مستقلة . فعلى سبيل المثال فإن حجم جزئيات الرواسب من وجهه النظر الجيولوجيه يعتمد على الخصائص الفزيوغرافية والهيدروليكية لحوض التصريف . فالمشكلة هي ما اذا كانت المتغيرات مستقلة ام تابعة ، ليست فقط سؤالا اكاديميا مطروحا للحل ، بل هي مجرى أختيارات للمتغيرات المستقلة (مثل S, Q, D) لوجود اكثر من حل او ربما بما ليس هناك على الاطلاق بالنسبة للمتغيرات الاخرى ، فلقد اشير الى هذه الحقيقة في الدراسات العملية والبيانات الحقلية ، ولكن بالنسبة لعمليات نقل الرواسب ، وحساب معامل الخشونة بالمجرى قد يهمل تأثير كثير من العوامل نظرا للانتشار الكبير للنقط حين توقع هذه العوامل بيانيا^(٨) . فنحنى معدل تصريف الرواسب على سبيل المثال قد يبدو غير منطقيا بالنسبة للانهار التى تتغير فيها درجة الخشونة بسرعة ليس هذا بسبب اخطاء القياس كما يتصور البعض ولكن فى الحقيقة بسبب الاختلافات الفعلية الموجودة فى الطبيعة .

وبناء على ماسبق يجب على الباحث ان يجرب كل المتغيرات (العوامل) ولو

Brooks, N.H., 1958, Mechanics of Streams with Movable (A) Bed of Fine Sands, Trans. A.S.C., Vol.123, pp 526-594

Vononi, V.A., and Brooks, N.H., 1957; Laboratory Studies of the Roughness and Suspended Load of Alluvial Streams, Sedimentation Laboratory Report, No. E-68, California Institute of Technology, Dec 1957.

بطريقة المحاولة والخطأ ليجد ما هو العامل أو العوامل التي لها أكبر الأثر على عمليات نحت ونقل الرواسب ، وهي العمليات التي تجعل المجرى المائي غير متعادل وغير مستقر . ويجب على الباحث هنا ان يعتمد على خبرته في هذا المجال وهنا قد تبدو جميع المعادلات الخاصة بحساب معدلات تصريف الرواسب معادلات غير واقعية .

وتكون البيانات المأخوذة من طبيعته لحجم التصريف من الرواسب صحيحة والاعتماد عليها هو الأساس .

ولسوء الحظ وعلى هذا المستوى من المعرفة عن العلاقات الشاملة لهذه المتغيرات الخاصة بنقل الرواسب لا يمكن الوصول الى حل بدرجة كبيرة من الثقة بدون تجارب معمليه على هذه العلاقات ، ومن واقع بيانات مأخوذة من انهار موجودة بالفعل في الطبيعة .

أساس الاستمرارية في نحت ونقل الرواسب بالمجاري المائية :

وخروجاً عن نظرية التعادل بالمجرى الكلي للنهر (النهر المتعادل Graded or stable stream) قد نجد الصورة مختلفة في قطاع صغير على طول المجرى (على الانتظام في نقل الرواسب في قطاع بالمجرى) فإذا كان هناك تصريفاً متعادلاً من الرواسب لقطاع على مجرى نهر Equilibrium Sediment Discharge Q_{Se} والحجم الفعلي من الرواسب الذي يدخل هذا القطاع هو مقدار (QS) ، يحاول النهر على إيجاد توازن أو تعادل بين مقدار Q_{Se} و Q_{Se} ويحاول كلا من الحجم الفعلي المنقول من الرواسب (QS) والحجم الأمثل للرواسب الذي ينصرف من القطاع (Q_{Se}) ان يتغيرا ، ولكن سوف يتجه كلا منهما ان يصل الى مستوى الآخر .

وهكذا اذا كان حجم التصريف الفعلي من الرواسب اقل من حجم التصريف الأمثل $Q_{Se} < QS$ فإن النهر يكون في حالة جوع (اذ اجاز استخدام هذا التعبير) للرواسب المنقولة فتتشط فيه عمليات النحت لتمده بالكمية اللازمة كي تتعادل فيه حجم الرواسب المنقولة مع حجم المياه ويحدث في نفس الوقت تعميق للمجرى وازالة الرواسب الدقيقة من على القاع ، و يصبح سطح القاع

مبطن بالرواسب الخشنة فقط أو بصخور القاعدة مما يزيد من درجة الخشونة . كل هذه العمليات تزيد من حجم التصريف الفعلى (Q_s) في اتجاه حجم التصريف لأمثل من الرواسب (Q_{se}) وتظهر هذه الحالة بوضوح خلف السدود في اتجاه المصب حيث تخرج المياه من السدود صافية من الرواسب بعد ان ارسبت معظم حمولتها في خزان السد . وعلى العكس عندما يكون حجم التصريف الفعلى من الرواسب اكبر من حجم التصريف الأمثل $Q_s > Q_{se}$ يصبح النهر مغمم بالرواسب وتحدث عمليات الارساب ويحدث هذا دائما امام السدود في اتجاه المنبع حيث ينخفض حجم التصريف الأمثل من الرواسب ففي خزانات السدود يتم تسريع تصريف النهر من المياه والرواسب أو بعباره اخرى يصبح نظام التصريف مقفولا . -

وهناك امثله كثيرة لمشكلات من هذا النوع لانهار يكون فيها الجريان غير منتظم بسبب ~~تأثيرات السدود~~ او تغير معدلات سقوط الأمطار.... الخ ويمكن تصنيف هذه المشكلات على النحو التالي : ...

أولا : الارساب : $Q_s > Q_{se}$

- (١) ارساب في اتجاه المنبع من خزانات السدود .
- (٢) ارساب في خزانات السدود والبحيرات في اعالي مجرى النهر .
- (٣) قيام احد الروافد بنقل كميات كبيره من الرواسب الى النهر الرئيسى ، ويحدث ارساب محلى عند منطقه الالتقاء .
- (٤) تصريف انهار الخوانق على سطح المراوح الفيضيه ، فيحدث منطقة ارساب واسعة .
- (٥) ترسيب حمولة المجرى صناعيا بالمواد الكيميائية قبل ان تصل الى خزان السد لتتفادى اطماء الخزان . وهذه هى الحالة الوحيدة في الولايات المتحدة في سد امبريال
- (٦) عمليات تنظيم الجريان بالمجرى فيحدث الارساب بعد تنظيف المجرى من

الرواسب والنبات الطبيعي وتخفيض معدل الانحدار مما يساعد المياها على ترسيب حمولتها لتعيد المجرى الى الحالة التي كان عليها قبل عمليات التنظيف .

ثانيا : النحت : $Q_s < Q_{se}$

(١) النحت خلف السدود في اتجاه المصب .

(٢) قنوات محفورة في منطقته رواسبها دقيقة ، وتحمل مياها صافية .

(٣) تعميق المجرى واستقامته مما يزيد من انحداره .

ثبات جوانب المجرى :

والان نوجه انتباهنا الى مشكلات تثبيت المجرى في نقط عليه قد يحدث فيها نحتا على الرغم من ان مجموع ما ينقله من الرواسب متوازيا بصفة عامة . فقد يحدث النحت من جوانب المجرى وترسب المواد على القاع مما يحدث اخلالا بشكل القطاع العرضي للمجرى ، وكذلك اخلالا باستقامته . ويحدث تحطيم جوانب المجرى اساسا بطريقتين هما :

الطريقة الاولى : النحت المباشر وازالة المواد الارضية من على سطح جانبي المجرى .

الطريقة الثانية : اختلال معدل الضغط على الجوانب (يكون الضغط على الجوانب عاملا من عوامل التثبيت) . مما يحدث انهيارا مفاجئا

Sudden Carving او انزلاق Sliding لكتل

كبيرة من المواد الارضية المكونه لجوانب المجرى ، ويحدث اختلال

التوازن في معدل الضغط بالاحتكاك Shear Stress

نتيجة عدة عوامل منها : النحت السطحي عند قاعدة منحدر

الجوانب ، او عمليات نحت القاع وتعميقه ، او ابتلال الجوانب

Saturation عن الحد المطلوب ، وفي وقت يكون

الجريان منخفضا ، او ان معدل انحدار الجوانب شديدا ، أو نتيجة

للزلازل الارضية ، وعند معاينة المناطق التي يحدث فيها تحطيم

لجوانب المجرى يجب التدقيق فيما إذا كان سبب انهيار الجوانب هو

نسبته للنحت المباشر ام كان نتيجة تفاوت معدلات الضغط لان طريقة المعالجة تختلف كثيرا ، فاذا كان انهيار الجوانب نتيجة للنحت المباشر فطريقة الحماية تقتصر على تثبيت جوانب المجرى بالنباتات او اضافة مواد خشنة على السطح ، او تبطين الجوانب بالبناء ، كل هذه الأساليب تجعل اثر سرعه الجريان الشديدة بعيدا عن الجوانب . اما اذا كان انهيار الجوانب نتيجة للعمليات الاخرى فان طرق الحماية يجب ان تشمل على تخفيض معدل انحدار الجوانب ، ودك المواد الارضية المكونة لضفتي المجرى كى تزيد من درجة مقاومه وتعديل شكل التصريف فى تربات الحقول المجاورة كى تقلل من معدلات تسرب المياه من هذه الحقول الى المجرى عبر الجوانب بالاضافة الى تبطين الجوانب اذا لزم الامر .

هذا وسوف تقتصر مناقشه موضوع عدم ثبات جوانب المجرى على النحت السطحي لهذه الجوانب فقط ، كما سيقصر الحديث على المواد الارضية الغير متماسكة المكونة للجوانب ، وذلك لتوضيح اثر ضغط جسم المياه بالاحتكاك على الجوانب .

اثر الضغط بالاحتكاك على انحدار الجوانب :

عندما ترسو جزئيات الرواسب على الجوانب المنحدرة للنهر فلا تحتاج الى قوة ضغط عالية لازالتها بل انها تنجرف من على منحدر الجوانب بسرعة تعادل مقدار وزن الكميات المتراكمة . ففى الحقيقة عندما يصل تراكم الرواسب الى حجم الكوم الكبير ، وتكون زاوية انحدارها كبيرة θ Angle of Side Slope فان مقدار الجاذبية وحدها كافيا لجرف الرواسب الى اسفل منحدر جوانب النهر . لذلك يبدو ان مقدار زاوية المنحدر لها اثر كبير على جرف هذه المواد الارضية المكونة لجوانب المجرى حيث تثبت هذه المواد وتقاوم عمليات الجرف عندما يكون انحدار الجوانب اقل من θ Angle of Repose زاوية الثبات على المنحدر .

وقد قدم «لان» Lane, E. W., 1957 تحليلاً بسيطاً لمقدار الضغط بالاحتكاك لجسم المياه بالمجرى على الجوانب مستخدماً معامل (K) Which (K) (is defined for a given grain size

$$K = \frac{T_c \text{ on side slope}}{T_c \text{ on flat bed}}$$

هذه المعادلة تنسب مقدار قوة الضغط على الجوانب T_c الى مقدار قوة الضغط على القاع. كما وضع «لان» وآخرين (١) تحليل قوى الضغط على ذرات الرواسب على النحو التالي:

$$K = \cos \phi \left(1 - \sqrt{\frac{\tan^2 \phi}{\tan^2 \theta}} \right)$$

حيث ϕ = زاوية انحدار جوانب المجرى Angle of Side Slope

θ = زاوية السكون Angle of Repose

وتظهر بيانات هذه المعادلة في شكل رقم (٢٧) ويلاحظ منه ان (K) تؤول الى الصفر عندما تقترب قيم ϕ من قيم θ ، وتؤول الى واحد صحيح عندما تقترب ϕ من الصفر، وبالنسبة لقيم زوايا السكون θ لمختلف انواع الرواسب فهي معطاه في شكل رقم (٢٨) ، ومنه نرى ان θ تزداد عندما تكون الرواسب حادة الزوايا. لذلك تزداد قيمة θ بازدياد حجم جزئيات الرواسب (زيادة الخشونة) وبناء على ذلك يستطيع الباحث ان يحسب مقدار الضغط بالاحتكاك

Simons, D.B., 1957, Theory and Design of Stable Channels in Alluvial Materials, Department of Civil Engineering Report. CER No. 57, DB517, Colorado State University, Fort Collins, Colorado, May 1957.

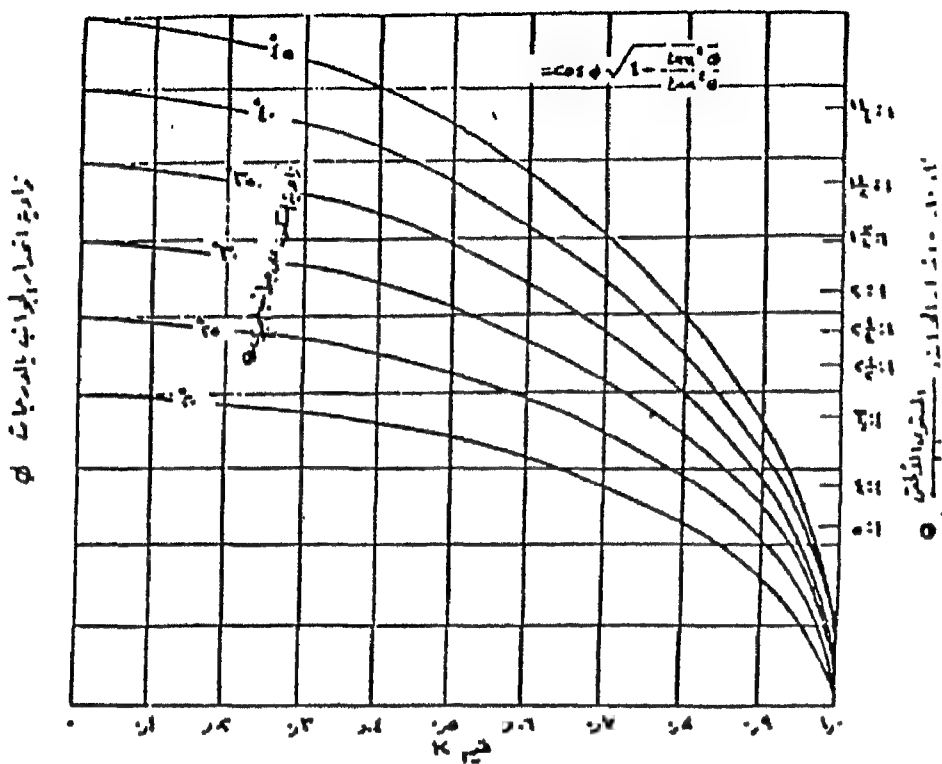
Simons, O.B., and Albertson, M.L., 1960, Uniform Water Conveyance Channels in Alluvial Materials, Journal of Hydrology Division A.S.C.E., Vol. 86, No. HYS, May 1960, pp. 33072.

على الجوانب T_c وذلك بتقدير قيمة θ وتحديد معدل انحدار الجوانب وقراءة قيمة θ من شكل رقم (٢٧) والنتائج النهائية F_{12} لمقدار قوة الضغط بالاحتكاك على الجوانب يمكن مقارنته بمقدار الاحتكاك الحقيقي على الجوانب لمعرفة ما إذا كانت المواد الأرضية المكونة لصفحتي المجرى ستتحرك ثم تنهار أم ستثبت في مكانها . ولكن مقدار الاحتكاك الحقيقي على الجوانب غير معروف في معظم الأحيان فالدراسات في هذا الموضوع عديدة نوردتها على النحو التالي : ..

أ- تقدير مقدار الاحتكاك في المجارى المائية :

ليس هناك حلاً مرضياً لتحديد الاختلاف في مقدار الضغط بالاحتكاك على محيط المجرى المائي (القاع والجوانب) . والتحليل الوحيد المعروف بين الاوساط العلمية حتى الان هو الذى قدمه كل من اولسن Olsen وفلورى Florey عام ١٩٥٢ (١) مستخدماً معادلات التفاضل البسيطة التى تكفى لحل هذه المشكلة ، ولكنها غير مثبتة رياضياً كى يمكن استخدامها في مشكلة من الطبيعة . وفي غياب طريقة صحيحة للحل التى يعتمد عليها فان شكل رقم (٢٩) يوضح بعض النتائج لبعض الدراسات حول توزيع مقدار الضغط بالاحتكاك في المجرى المائي ، ويوضح هذا الشكل على سبيل المثال انه كلما زاد اتساع المجرى المائي الذى مقطعه العرضى على شكل شبه منحرف Trapezoidal فان اقصى قوة للضغط على القاع (التى قد تصل الى 1.00 Yds) (أى ان مقدار الضغط بالاحتكاك يكون واحد صحيح) واقصى قوة للضغط على الجوانب تتراوح ما بين ٠,٧٥ و ٠,٨٠ — كحاصل ضرب كل من الانحدار s في العمق d في مقدار وزن قدم مكعب من المياه γ .

Olsen, O.J., and Florey, Q.L., 1952, Sedimentation (10) Studies in Open Channels. Boundary Shear Velocity by Membrane Analogy. Analytical and Finite Difference Methods, Laboratory Report No. 5, p. 34, Bureau of Reclamation, U.S. Department of Interior, Washington, D.C., Aug. 1952.



شكل رقم (٧) العلاقة بين K و θ

K = النسبة المصنط على الجوانب إلى المصنط على القاع

θ = زاوية التبايح على المنحدر

φ = زاوية انحدار الجوانب

نقلته : Lnc, 1955 P. 1205

سرعة الجريان الملائمة لقوة الضغط الحديدي	قوة الضغط الحديدي بالاجتنكاك على الجوانب	درجة التمرج
١,٠٠	١,٠٠	مجرى مستقيم
٠,٩٥	٠,٩٠	مجرى متمرج قليلا
٠,٨٧	٠,٧٥	مجرى متمرج معتدلا
٠,٧٨	٠,٦٠	مجرى شديد التمرج

جدول رقم (٥) مقارنة لقوة الضغط الحديدي والسرعة الحديدي للجريان بين المجارى المستقيمة والمجارى المتمرجة .

ومع ذلك فانه من المفضل ان يحفر القنوات مستقيمة او يمكن انشائها بدرجة قليلة كى يتركز التيار المائى وسط المجرى المائى (١٢) ، هذا مع عمليات تبطين الجانب الخارجى للثنيه فى الجزء الذى يقع فى اتجاه المصب .
وقد تكون عملية تبطين الجانب الخارجى للثنيه امر غير ضرورى ، كما هو الحال فى نهر ميزورى بالولايات المتحدة .

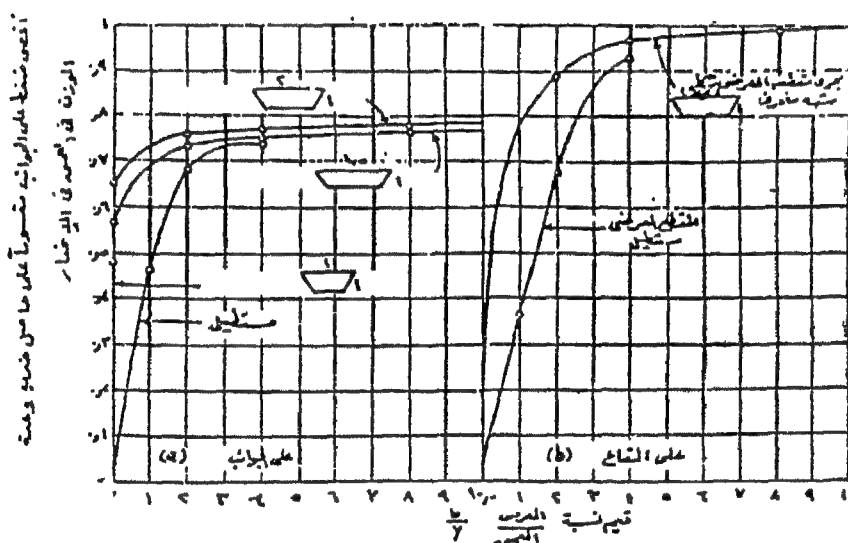
عمليات النحت المحلية نتيجة للمشاريع الهندسية المقامة على المجارى المائية : ..

تحدث المشروعات الهندسية على الانهار مثل السدود او الكبارى والقناطر والخزانات زيادة فى عمليات النحت المحلية نتيجة للاخلال فى حجم الرواسب المنقوله على طول المجرى ، فعند نقاط الكبارى تزيد سرعة الجريان نتيجة قصر مسافة المقطع العرضى ، ويزداد النحت حول دعائم الكبارى نتيجة زيادة السرعة بعد ان تعبر مقدمة الدعامة ، وتزود القناطر ونقط الكبارى عادة باحواض ترسيب

(١٢) تظهر الصور الجويه شكل المجارى المائى الطبيعى متمرج meandered الى اقصى درجة التى عندما يظهر للهر جوانب واصحه . فاذا غطى هذه الدرجة من التمرج لا تصبح هناك جوانب طبيعى لمجرى النهر

Yang, Chin Ted, and Song, Chargles, C.S., 1979, Dynamic Adjustments of Alluvial Channels, In Rhods, D.D., and Williams G.P. (Eds.), Adjustments of tl. Fluvial System, Kandall Hunt Co. Dubuque, Iowa, 522001

Sedimenting Basins لتبديد طاقة المياه على النحت قبل دخولها عيون القنات. أو الى قناع المجرى تحت الكوبرى. ولقد استطاعت أبحاث كثيرة في هذا الموضوع ان تحدد أن كل وحجم هذه الاحواض التي يسيدها المهندسون امام القناطر والجسور على الانهار^(١٣)، ففي الانهار قد لا تفيد هذه الاحواض من الحد من سرعة النحت على الرغم من انخفاض معدل امداد المجرى من الرواسب. وهكذا يجب ان تبني هذه الاحواض منخفضه بدرجة كافيه لتتحمل الزيادة المحتمله للنحت في جوانب المجرى.



شكرهم (٩) المراتل في القنات بالاحتكاك على جوانب المجرى بناء على أحسن معادلة استخدمت في هذا الموضوع
 ويكبر منه ٧٤ وحدة المدة ٧٤ = عمق المجرى ٤، ٥ = المجرى ٤، ٦ = عمق المجرى
 نقله ١٢٤١ م ١٩٥٥

Vanoni, V.A., and Brooks, N.H., 1957, Laboratory Studies of the Roughness and Suspended Load of Alluvial Streams, Sedimentation Laboratory Report No. E-68, California Institute of Technology, December, 1957.

Bray, Dale I., and Kellerhals, Rolf, 1979, Some Canadian Examples of the Response of the Rivers to Man made Changes, In RHODES and WILLIAMS (Ed.), 1979, Adjustments of the Fluvial System, Kendall Hunt Co., Dubuque, Iowa 52201.

الفصل الرابع

نظام التصريف النهري

١ — تعريف نظام التصريف .

— نظرية بلنك .

— نظرية سيمونس وألبرتسون في نظام

التصريف النهري .

— نظرية ليوبولد ومادوك في الهندسة

الهيدروليكية للأنهار .

٢ — العلاقة بين حجم التصريف المائي وكمية

التساقط .

٣ — خصائص حوض التصريف .

الفصل الرابع

نظام التصريف النهري

مقدمة :

في الفصل السابق نوقشت معادلات تحديد قوة الضغط على القاع والجوانب والسرعة الحديه وحركة الرواسب بالانهار، ويستخدم المهندسون الغالبية العظمى من هذه المعادلات الرياضية في أعمالهم الانشائية على الانهار أو في حفر قنوات الري أو في دراستهم للانهار الطبيعية ونحن كجغرافيين نجد أنه من الضروري أن نعرض النظريات التي حللت نظم التصريف في الانهار الطبيعية وهو ما سنوضحه في هذا الفصل ، ولقد ظهر كم ضخم من الدراسات في هذا الموضوع ومنذ أن وضع ليبولد ومادوك سنة ١٩٥٣^(١) Leopold & Maddock الاساس لنظام التصريف النهري وكلها تدور حول طبيعة العلاقات بين حجم التصريف المائي والسرعة والعرض والعمق وشكل المجرى المائي وخواص الرواسب والانحدار، ولقد استخدمت هذه العلاقات في دراسة وتحليل نظام التصريف في الانهار الطبيعية والصناعية على حد سواء ولقد أطلق البعض على هذه العلاقات نظريات نظام التصريف Regime Theories على الرغم من أن هذه العلاقات لا تتضمن أية نظريات بل كلها نتائج من دراسات طبقت على مجارى نهريه من مختلف

Leopold, L.B., and Maddock, T., Jr., (1) 1953, (1)
The Hydraulic Geometry of Stream Channels and Some
Physiographic Implications, U.S. Geological Survey
Professional Paper, 252.

البيئات الطبيعية ، كما أن هذه النتائج قد استخلصت من توقيع البيانات المأخوذة من قياسات تمت هذه المجارى على رسوم بيانية ثم استخلصت منها المعادلات الرياضية التى تبين طبيعة ودرجة العلاقات بين هذه المتغيرات بالنهر وعادة ما تعرض العلاقات بين المتغيرات الهيدروليكية للنهر فى ثلاث كميات هى :¹¹

أولاً :

المعادلة التى تبين سرعة الجريان المائى والتى تتطلب انحدارا بالدرجة التى تسمح بحركة المياه .

ثانياً :

معادلة لعمق المجرى النهري .

ثالثاً :

معادلة لعرض المجرى النهري .

وهذه الكميات الثلاثة هى نتيجة لوظيفة كل من حجم التصريف النهري وطبيعة المواد المكونة للمقطع العرضى ، ولقد ظهرت نظرية نظام التصريف Regime Theory أولاً فى الهند نتيجة حفر شبكة ضخمة من قنوات الري أشرف على تنفيذها البريطانيون أثناء فترة احتلالهم للهند ، وفى البداية كانت النتائج غير موثوق فيها نظراً لقلة البيانات وعدم اكمال تحليلها ، وتراكم البيانات فى أشكال مختلفة وتركز شديد .

وفى هذا الفصل سوف نعرض لثلاث من أفضل نظريات نظم التصريف النهري كما سنناقش كيف تحاول المجارى أن تتوازن فى قطاعاتها الطولية والعرضية مع حجم التصريف بطريقة كمية مدعومة بأمثلة توضح كيف يستجيب النهر عندما يحتل نظام تصريفه .

(1) Leopold, L.B., Wolman, M. G. and Miller, J. P., 1964, Fluvial Processes in Geomorphology, Freeman San Francisco and London, 252 P

تعريف نظام التصريف :

لا ينطبق على نظام التصريف مفهوم محدد ولكن يمكن تفسيره بفكرة عامة أو مفهوم له تفسيراته المتعددة الجوانب ، ولقد حدد الاستاذ بلنك^(٢) Belenich أول من دافع عن مفهوم النظام الطبيعي حدد على وجه التقريب مفهوم لنظام التصريف ، بأن النهر يمتلك نظاما يمكن تشبيهه بالاقليم الذى يمتلك صفة أو نظام مناخى معين ، وعلى الرغم من أن التغيرات المناخية التى تحدث من عام الى آخر لم تتح الفرصة لتحليل النظام المناخى تحليلا متكاملا ، فعلى أية حال فإن النظام المناخى معروف وله قوانينه المحددة اكتشفها وحددها العلماء منذ فترة طويلة .

ونظام التصريف من أى نوع هو الذى يشكل الجزء الأكبر من كل مقطع عرضى لمجرى النهر من مواد منقولة أو قد نقلت بواسطة النهر عند مستوى معين من الجريان ، وقد يقال أن النهر هو نظام فى أى قطاع على طول مجراه ، اذا لم يختلف ديناميكيته المقاسه فى فترة زمنية محددة عن ديناميكيته المقاسه فى فترات متماثلة قبلها أو بعدها ، وباختصار فالنهر هو نظام تصل فيه كل المتغيرات الى مستوى من العلاقات التى لا تظهر عنده عمليات نحت أو ارساب ، وان شكل وحدود المجرى والانحدار تظل ثابتة دون تغير .

وتعطى معظم طرق تحليل النظام النهري ثلاث علاقات Equations واحدة للجريان المائى والأخرين تربط بين عرض وعمق المجرى ، بحجم التصريف المائى وخصائص المجرى ، وهكذا فان انحدار المجرى النهري وعرضه وعمقه يمكن اعتبارهم متغيرات تابعة Dependent .

نظرية بلنك فى نظام التصريف النهري

لقد كرس بلنك معظم وقته وجهده فى دراسته لنظرية نظم التصريف النهري

(٢) Blenich, T., 1957, Regime Behavior of Canals and Rivers, Butter Worths Scientific Publications, London, 522 P.

أكثر من أى فرد آخر فى العصر الحديث وقد أوصى فى أحدث مؤلفاته (٣) باستخدام العلاقات الآتية Equations فى تحليل نظام التصريف النهري .

$$b = \sqrt{\frac{F_b Q}{F_s}}$$

$$d = \sqrt{\frac{F_s Q}{F_b^2}}$$

$$S = \frac{F_b^{5/6} F_s^{1/2} v^{1/4}}{(3.6)^3 g Q^{1/8}}$$

حيث : b = متوسط عرض المجرى (الذى يضرب فى العمق فيعطى مساحة المقطع العرضى)

d = متوسط عمق الجريان المائى مقاسا من القاع .

$V^2/b = F_b$ = معامل القاع ، وهو مربع متوسط السرعة مقسوما على عرض المجرى .

$V^3/b = F_s$ = معامل الجوانب ، وهو مكعب متوسط السرعة ومقسوما على عرض المجرى .

Q = حجم التصريف المائى (قدم مكعب / ثانية) .

S = معامل الجاذبية .

V = معامل القوام للمياه Viscosity (قدم مكعب / الثانية)

ولقد أوصى بـ Q باستخدام بعض القيم المحسوبة لمعامل الجوانب وهى : ٠,١ — ٠,٢ — ٠,٣ للمواد المفككة أو متوسطة التماسك أو شديدة التماسك على الترتيب ، أما معامل القاع فقد أوصى باستخدام العلاقة التالية :

(٣) Ibid, P. 522.

$$Fb \theta = 1 - Q \sqrt{ds}$$

والزمر θ يشير الى أن معامل القاع هذا يستخدم فقط في الانهار ذات أحجام تصريف صغيرة من مواد القاع، أما الرمز ds فيدل على حجم جزء الرواسب مقاسا بالمليمتر (التي معظمها رواسب رملية) أما في الحالات التي يعظم فيها حجم التصريف عند رواسب القاع (أكثر من ٢٠ PPM) أوصى بلنك باستخدام العلاقات التالية:

$$b = \sqrt{\frac{Fb \cdot Q}{Fs}}$$

$$d = \sqrt[3]{\frac{Fs \cdot Q}{Fb^2}}$$

$$S = \frac{Fb^{5/6} \cdot Fs^{1/12} \cdot V^{1/4}}{(3 \cdot 6)^3 \cdot Q^{1/69} \cdot C^{1/2330}}$$

ويدل الرمز C على ارتفاع درجة تركيز الرواسب. وفي هذه المعادلات أوصى بلنك باستخدام معامل القاع (θ) على النحو التالي:

أ— إذا كان معدل سرعة الجريان تحت القيمة الحدية تستخدم المعادلة

$$Fb = Fbo (1 + \theta - 0.12C)$$

ب— إذا كان معدل سرعة الجريان فوق القيمة الحدية تستخدم المعادلة

$$Fb = 32.2 + \theta - \theta b (C - Cc) \quad \text{حيث } Cc \text{ هي درجة تركيز الرواسب في القاع}$$

(٤) افترض بلنك تكوين الكثبان الرملية dunes تحت مستوى السرعة الحدي، المميز بأن مينا تسيطر السر على القاع المستوى المسطح.

عند السرعة الحدية للجريان أما معامل الجوانب F_s فيستخدم كما هو محدد سابقاً في حالات التصريف المائي العالية أو المنخفضة .

ولقد اشتقت هذه العلاقات من بيانات مأخوذة من قنوات الري بالهند والتي تتصف بتماسك الجوانب ولا يمكن بأي حال أن تطبق هذه العلاقات Equations على حالات المجارى التي تتكون جوانبها من مواد رملية . لهذا فان هذه العلاقات لا تستخدم خارج النطاق التي اشتقت منه (الهند) .
مثال (*)

البيانات التالية مأخوذة لقناة رى بولاية كلورادو الامريكية

حجم التصريف المائي $Q = 146$ قدم مكعب فى الثانية

حجم جزئى الرواسب $ds = 318$, ملليمتر

درجة حرارة المياه $= 77^\circ$ فهرنهايت

معامل القوام $V = 0.97 \times 10^6$ قدم فى الثانية

درجة التركيز $C = 200$

المواد المكونة للجوانب متماسكة جداً

معدل الجريان منتظم وتحت معدل السرعة الحدية .

وبما أن درجة التركيز C أكبر من $PPM 20$ وهى $PPM 200$ فلا بد من استخدام معادلة معامل القاع التي يمكن تطبيقها على المجارى التي تحمل كميات من رواسب القاع .

$$Fb_0 = 1 - 9 \sqrt{0 + 318} = 1.07$$

وباستخدام معامل القاع للانهيار التي فيها سرعة المياه تحت الحدية

$$Fb = Fb_0 (1 + 0 - 0.12C)$$

وبالتعويض في المعادلة عن Fb و C ،

$$3.64 = (2.4 + 1) 1.07$$

لذلك فان معامل الجوانب لهذا المجرى المائي $F_s = 3.64$.

Simons, D.B. and Albertson, M.L., 1960, Uniform (5)
Water Conveyance Channels in Alluvial Material,
Procedure Am. Soc. of Civil Engrs., Paper 2484
Vol. 86, No. HYS, Māy, pp. 33-71.

$$\therefore \text{مقدار عرض المجرى } b = \sqrt{\frac{146 \times 3,64}{0,3}} = 42,1 \text{ قدم}$$

$$\text{ومقدار عمق الجريان } d = \sqrt{\frac{146 \times 0,3}{2(3,64)}} = 3,22 \text{ قدم}$$

$$\text{ومعدل الانحدار المجرى } S = \frac{\frac{1}{4}(10 \times 0,97) \frac{1}{15}(3) \frac{0}{9}(3,64)}{(1 + \frac{1}{333}) \times \frac{1}{4}(146) 3,63} = 0,00051$$

أما القيم المقاسة لهذه القناة في الطبيعة هي الترتيب :-

القيم المقاسة	القيم المحسوبة حسب نظريه بلنك	
مقدار العرض	30,6 قدم	42,1 قدم
مقدار العمق	3,51 قدم	3,22 قدم
معدل الانحدار	0,00135 قدم/قدم	0,00051 قدم/قدم

بمقارنة القيم المقاسة والقيم المحسوبة نجد أن معادلات بلنك أعطت مؤشرات لمجرى مائى عرضه أكبر من الواقع أى أن تقديرات نظرية بلنك لأبعاد النهره فيها Over Estimated .

نظرية سيمونس والبرتسون في نظام التصريف النهري :

قدم كل من سيمون والبرتسون حديثا مجموعة من الرسوم البيانية يمكن استخدامها في تحليل المجارى المائية والانهار الفيضية^(٦) ، وتبدو طريقة سيمون والبرتسون في تحليل نظم التصريف أكثر دقة عن ماسبقها من طرق لعدة أسباب : —

أولا :

ان هذه الرسوم البيانية مصممة من بيانات كثيرة مأخوذة من بيانات مختلفة ولأنواع عديدة من المجارى المائية تختلف في درجة تماسك المواد المكونة لها وفي تمثيل هذه الاحصائيات بيانيا ظهرت المجارى المائية مختلفة عن بعضها فأصبح من السهل قراءة كل نوع من هذه المجارى على حده وبوضوح .

ثانيا :

ان هذه الرسوم تعطى معلومات أكثر عن أشكال وخصائص Shape المجرى المائى منها الانحدار جوانب المجرى ومتوسط عرض المجرى وأيضا يمكن تحديد عرض المجرى على السطح وعرض المجرى على القاع .

ثالثا :

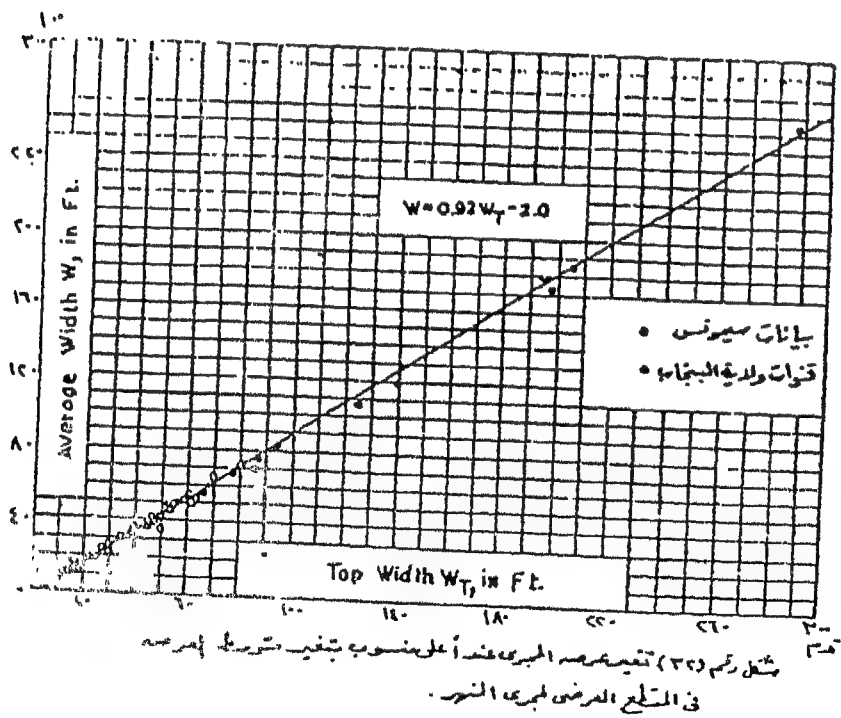
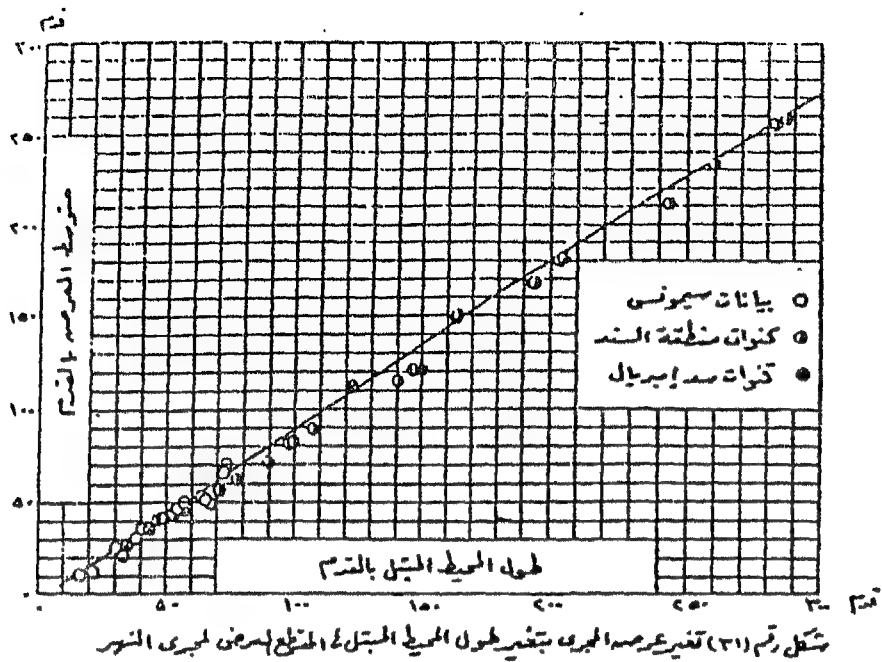
ان هذه الرسوم البيانية تقدم ثلاث طرق مختلفة في تحديد معدل الانحدار وتعطى فكرة عند تغير الانحدار على طول المجرى .

ولقد قدم واضعى النظرية جميع العلاقات الرياضية بين المتغيرات الهيدروليكية للنهر في صورة رسوم بيانية يمكن استخدامها في تصميم المجارى المائية التى تحفر لأغراض الري والصرف وكذلك في تحليل الظواهرات الفيضية للاطبيعية ، وبالنسبة لقنوات الري قدم واضعى النظرية أسلوبا رياضيا يسهل استخدامه لتصميمها ، وقد بنى هذا الاسلوب الرياضى على أساس بيانات مأخوذة من تجارب معملية صممت فيها قنوات ثابتة الجوانب والقاع بحيث لا يظهر فيها عمليات نحت أو ارساب واستخدم لذلك مواد أرضية من الرمل والطين والطين يتراوح حجم جزئياتها بين ٠,١ و ٧,٥ مم ويتضح ذلك في الجدول التالى .

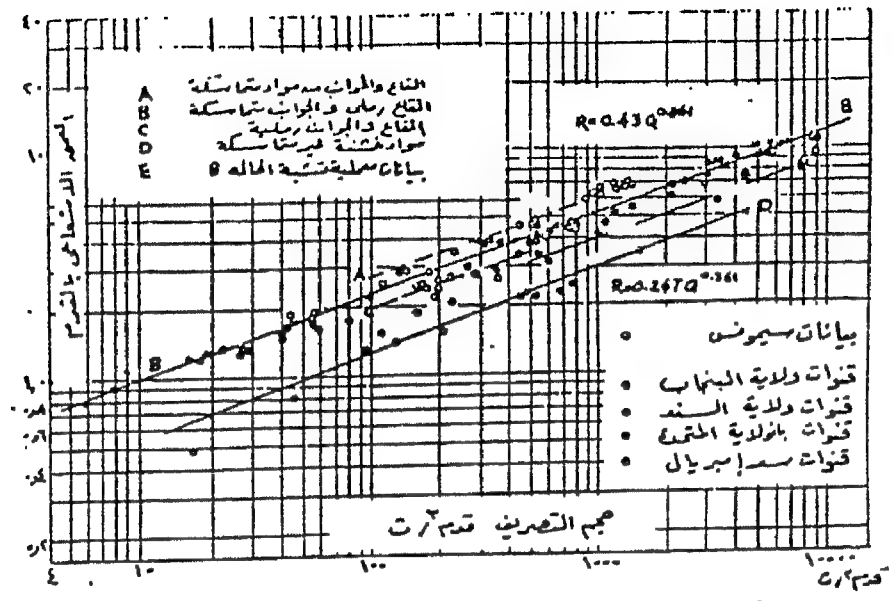
(٦) Ibid. pp. 33-71

جدول رقم (٦) ملخص لبيانات أخذت لمجموعة من قنوات أنري
استخدمت في وضع نظرية سيمون والبرتسون لنظام التصريف

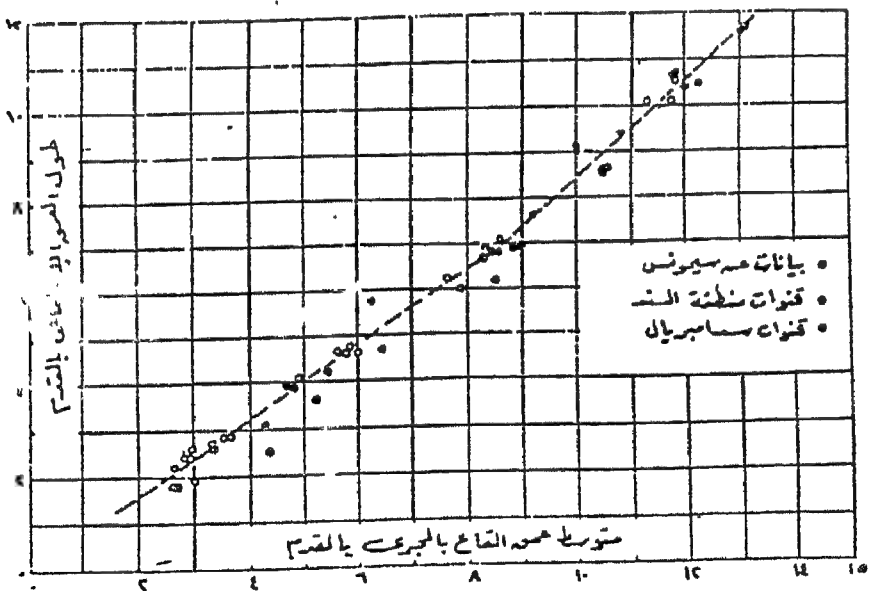
متوسط درجة تركيز الرواسب المنصرفة من القناة	معدل الانحدار ft / ft		حجم التصريف ft^3 / Sec		عدد المقاطع الطولية المستخدمة في الدراسة	موقع القنوات التي استخدمت كجارب لهذه النظرية
	الحد الأدنى	الحد الأقصى	الحد الأدنى	الحد الأقصى		
—	٩,٧	٧٩	١٧	١٥٠٠	١٥	وادي سان لويس بولاية كاليفورنيا
٢٣٨	٠,٣٤	٠,١٢	٥	٩٠٠٠	٤٢	اقليم البنجاب بالهند
٣٥٩٠—١٥٦	٠,١٠٠	٠,٠٥٩	٣١١	٩٠٥٧	٢٨	اقليم السند بالهند
٨٠٠٠—٢٥٠٠	—	—	—	—	٤	وادي امريال بولاية كاليفورنيا
—	٠,٣٨٧	٠,٠٥٨	٤٣	١٠٣٩	٣٤	بيانات متفرقة



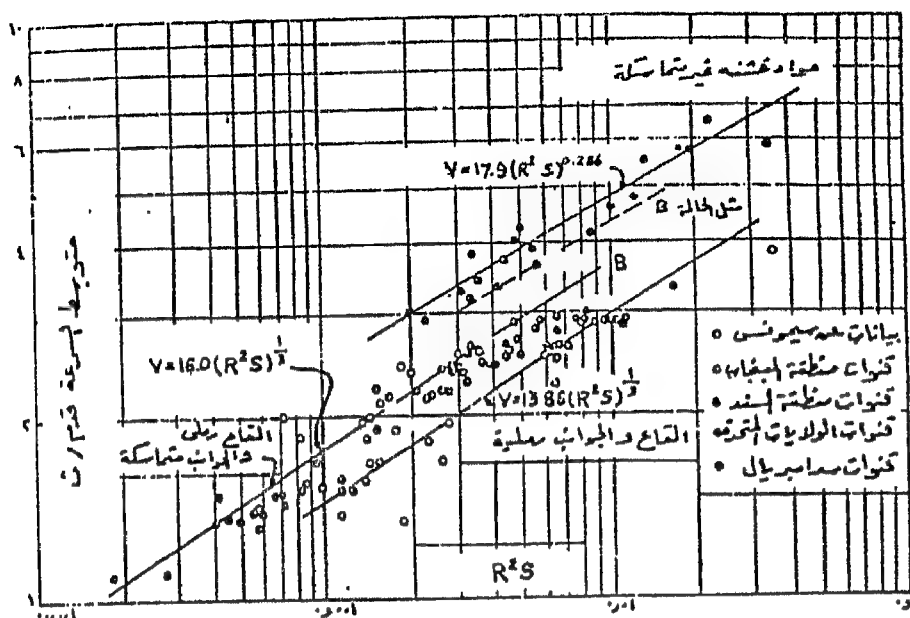
شکل رقم (۲۳)



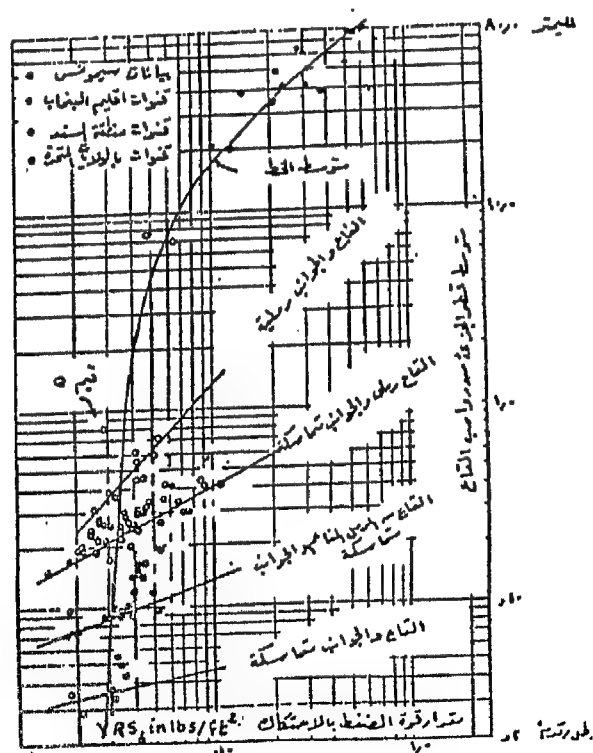
شکل رقم (۲۳) تغییرات شدت لرزه‌ای با تغییر فاصله از مرکز



شکل رقم (۲۴) تغییرات شدت لرزه‌ای با تغییر فاصله از مرکز



شكل رقم ٢٠: تغير متوسط سرعة المياه بالجرى بتغير حاصل ضرب مربع المعامل الشعاعي في مقدار الجريان



شكل رقم ٢١: تغير مقدار الضغط بالاحتكاك بتغير حجم سريان الرواسب

نظرية ليوبولد ومادوك في الهندسة الهيدروليكية للأنهار.

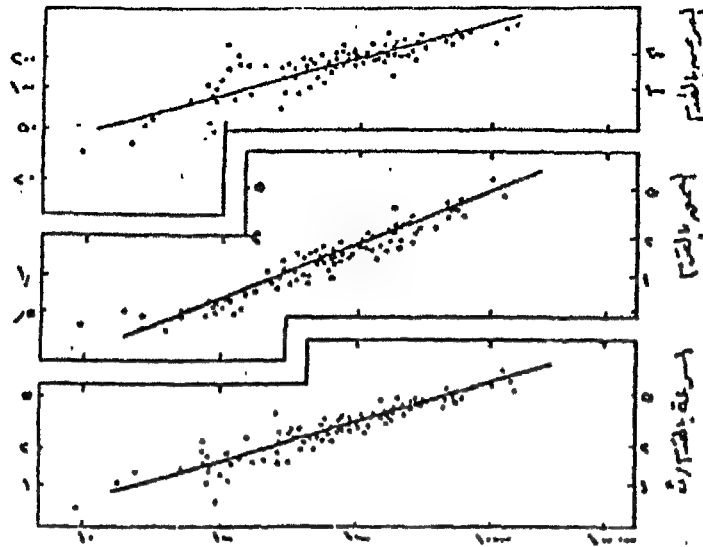
الهندسة الهيدروليكية للأنهار ما هي إلا تمثيلا وتحليلا بيانيا للخصائص الهيدروليكية لمجرى الأنهار، ويتضمن هذا التحليل العرض والعمق وانحدار المجرى المائي وحجم التصريف والسرعة ومواد القاع وحمل النهر من الرواسب، وتعتبر مواد القاع متغيرا مستقلا حيث أن خصائصها ترتبط بنوع صخور القاعدة على قاع وجوانب المجرى المائي كما أن جيولوجية حوض التصريف تتحكم أيضا في خصائص هذه المواد والكمية التي ينقلها النهر من الرواسب، هذه المواد المنقولة تتغير وتصنف طبقا لحجمها طوال رحلتها في النهر.

أما التغيرات الأخرى في النهر فأنها تتفاعل مع بعضها بصورة معقدة يصعب معه معالجة كل على حده، فباعتبارها متغيرات مستقلة أو متغيرات تابعة فكلها تعتمد على وجهة نظر الباحث وهدف البحث ذاته، ولتسهيل مهمة القارئ في هذا المجال سيتم عرض العلاقات بين هذه المتغيرات بصورة جماعية مع تغير حجم التصريف المائي كمتغير مستقل يتحكم بصورة أساسية في معدلات تغير العناصر الهيدروليكية للمجرى المائي.

١ - العلاقات المتبادلة بين حجم التصريف المائي والسرعة وعرض وعمق المجرى:

حجم التصريف المائي هو كمية المياه التي تسير خلال المقطع العرضي لمجرى النهر في وحدة زمنية معينة، ويعبر عنها في معظم الأحيان بالقدم المكعب الثانية، أما العمق فهو عمق المياه بالمجرى، وعرض المجرى هو عرض سطح الماء عبر المقطع العرضي.

ويمكن ان نتصور في هذا المجال كمية من المياه تجري في مجرى مائي فيضى وأن حالة الجريان في وقت الفيضان هي جريان منخفض فاذا زاد حجم التصريف يزيد كل من العرض والعمق بالتبعيه، والزيادة في عمق النهر أحيانا ترتبط بالزيادة في معدلات النحت في القاع اذا كانت المواد المكونة للمجرى يسهل نحتها وعلى الرغم من أن عمليات النحت قد لا تبدأ في اللحظة التي يرتفع عندها



شكل رقم (٣٨) تغير كل من المصب و السرعة و العمق بتغير المتوسط
السنوي لكمية التصريف - البيانات مأخوذة من ليوبولد وماردوك ١٩٥٣
نملائمة كسورتي ١٩٧٥ م ١٤٠

والمقارنة بين كل هذه المتغيرات الأربع ليست في صورة أرقام مطلقة بل في صورة معدلات تغير بالنسبة لتغير حجم التصريف ، كما أنه ليس من المفيد أيضا أن نقارن معدلات التغير لهذه العناصر في حالة الفيضان المنخفض مع مثيلتها في الفيضان المرتفع .

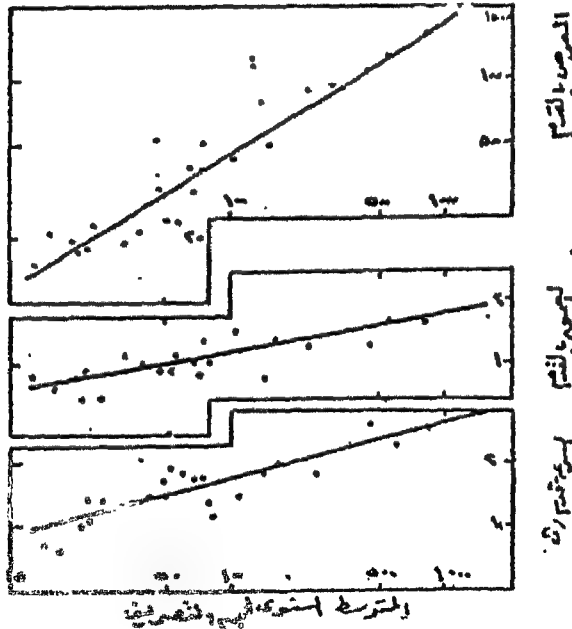
أما التغيرات في خصائص النهر على طول المجرى في اتجاه المصب Downstream فيطلق عليها التغيرات الهيدروليكية في اتجاه المصب ولقد بحث كل ليوبولد وماردوك Leopold & Maddock هذه المتغيرات أساسا باستخدام المتوسط السنوي للتصريف المائي وقد وجدوا أيضا أن كلا من السرعة والعرض والعمق تتغير في ضوء علاقتها بمتوسط حجم التصريف السنوي في صورة علاقة وظيفية طردية-Power Function كما وجدوا أيضا أن معدلات التغير في هذه المتغيرات

الاربع في المقطع العرضي تختلف عن مثيلتها في اتجاه المصب (شكل رقم ٣٩) وعلى ذلك يمكن رسم المتغيرات في اتجاه المصب وفي المقطع العرضي في رسم يأتى واحد (شكل رقم ٤٠) لسهولة المقارنه .

٢ - العلاقة بين حجم التصريف المائى وكمية التساقط :-

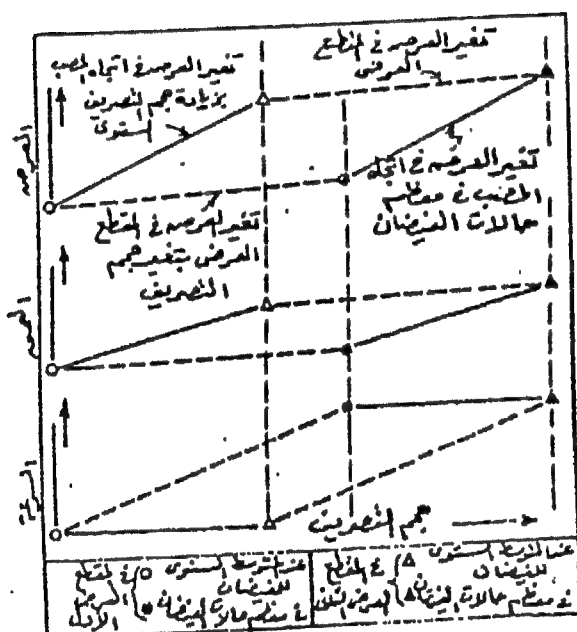
إذا سقطت الامطار على منطقة ما فان التربة تشبع أولا بحاجتها من المياه ثم تفيض المياه وتبدأ في الجريان على سطح الارض ، وبالطبع تتغير المياه الشقوق والمسيلات الصغيرة Rills أولا ثم تتجمع حتى تكون رافدا يتبع انحداره اتجاه الانحدار العام في المنطقة ، ومع ازدياد المياه يحدث فيضان وإذا استمر ازديادها يصبح سيلا (وهى عادة ماتحدث في الانهار الجبلية الشديدة الانحدار) .

والسيول عادة تحدث تدميرا في المنشآت والزرع وخسارة في الارواح ، وتتغير شدة السيل حسب كمية المطر الساقطة وحسب تشبع التربة بالمياه .



شكل رقم (٣٩)
تغير كل من المرصع والمواسم
وبسرعة تتغير حجم التصريف
في المقطع العرضي الواحد

ولذا فعمل تنبؤ للسيول وحجم التصريف المائي الذى ينجم عنها هام جدا ، وكذلك مدى حدودها لتحدد كيفية الحماية من شرها ، فمن الممكن أن نبني سدا لقريبة تقع في أحد الميقات مثلا ، بدلا من أن نضطر لنقلها كليا لأحد التلال ، ونحدد بالطبع أبعاد هذا السد بناء على قياستنا لكمية التساقط وحجم التصريف ونوع التربة .



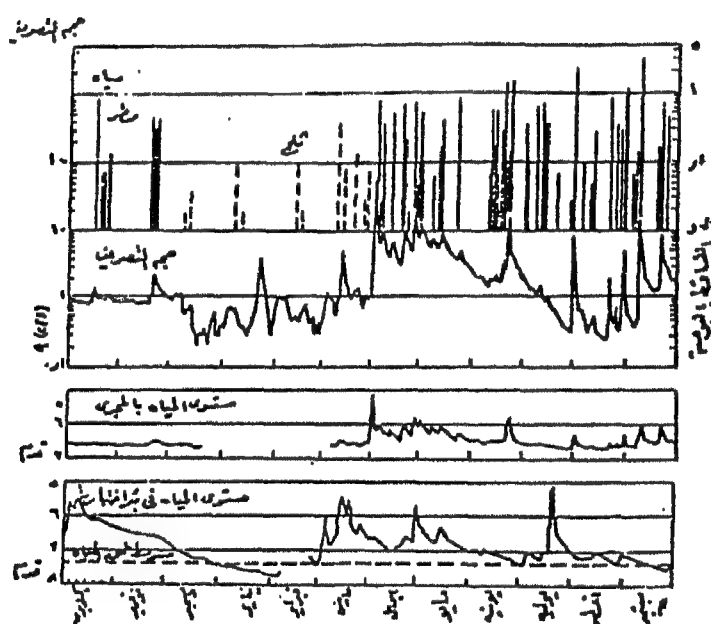
شكل رقم (٤٠)
رسم بياني يجمع منحنيات
تغير المرونة في المطر
في المقطع العرضي الواحد
و في اتجاه المطر

البيانات مأخوذة من ليوبولد وماردوك ١٩٥٣
الرسم تمثله تشوري ١٩٧٥ ص ١٤٨

كما يمكن أن نتوصل من خلاله الى تقديرات أوليه لحجم التصريف النهري من المياه مع وجود نسبة خطأ في هذه التقديرات وأحيانا نهملها ، وأحيانا نأخذها في الاعتبار ، وهناك حد لهذا الخطأ فلوزادت نسبة الخطأ عن ٤٠ % فلا فائدة ترجى من هذا التقدير وهناك حد أدنى لهذا التقدير يمكن أن يعطينا معها فكرة عامه عن طبيعة العلاقة بين حجم التصريف وكمية التساقط بالنسبة للنهر الذى نقوم بدراسه ، ويكون ذلك أكثر دقة اذا تعلمنا كيف نحقق هذه العلاقة في الطبيعة .

وتتضح العلاقة بين كمية التساقط وحجم التصريف في الانهار بصورة جلية في منحني الهيدروجراف اذا وقعت بيانيا (شكل رقم ٤١) ، ولفهم العلاقة بين حجم التصريف وكمية التساقط يجب أن نسجل بيانات عن حجم التصريف كل نصف ساعة أو على الأقل كل ساعة ، فطريقة الجريان والزمن امر مهم .

فمثلا حدث في النهر جريان لمدة ٢٤ ساعة بعد آخر عاصفة مرت بالمنطقة ، ونهر ثان حدث فيه جريان ٣ ساعات فقط مع ثبات حجم التصريف ، فيكون النهر الثانى أكثر خطورة ، فاندفاع المياه مرة واحدة في وقت قصير يجعل النهر لا يحتمل الكمية ولا يتسع لها فيفيض على الجانبين عكس الذى تمر فيه هذه الكمية بالتدرج فيسعها .



شكل رقم (١١) منحنى هيدروجراف للدرء المنوار يوضح التصريف لمدة ساعة وعلاقته بالتساقط السنوى مع المطر والتلويج وكذلك منسوب المياه في مجرى النهر ومنسوب المياه في بئر اختبارية بالنهر المفيض

ولسؤ الحظ فان البيانات المنشورة عن الفيضان في الولايات المتحدة مثلاً أكبر بلاد العالم في توفير البيانات بها ، هي بيانات عن مناطق محدده ، كما أن هناك مناطق في العالم الثالث لا توجد عنها بيانات على الاطلاق .

ولكى نقوم بهذه التسجيلات يجب أن يكون لدينا محطة قياس لحجم التصريف عند مصب النهر ، ومحطة قياس للمطر في أعلى الوادى كما أنه من المستحسن أن يكون لدينا محطة قياس التصريف عند مصب كل رافد ، ومحطة قياس للمطر في أعلى حوض هذا الرافد .

ولسوء الحظ أيضاً لا يوجد هذا الانتشار من محطات القياس حتى في دول العالم المتقدمه ، ويزداد الحال سوءاً عندما تنعدم محطات القياس في بلد بأكمله لأن وجود هذا التناسق في توزيع محطات قياس المطر ومحطات قياس التصريف المائى يعتبر ضرورياً في التنبؤ بحجم وزمن الفيضان ، الا أن هذا غير موجود في الواقع ، وهذا هو الذى يجعل في تقديراتنا نسبة خطأ تتراوح بين ٥ - ١٠ ٪ والى أكثر من ذلك أحيانا .

التساقط :

قد تختلف أحواض التصريف من حيث المساحة من منطقة الى أخرى ، كما أن أحواض التصريف تختلف من حيث درجة الانحدار من المناطق الجبلية الى المناطق المستوية أو شبه المستوية أو شبه السهلية وهذا يؤثر على تحديد موقع محطة قياس المطر ، فإذا كانت المنطقة جبلية وعرة فانه من الصعب وضع محطة قياس المطر في أعلى هذه القمم الجبلية ، كما يصعب تعيين أشخاص دائمين لتسجيل هذه البيانات في هذه الجهات الجبلية الوعرة ، أما المناطق شبه السهلية ، فانه يسهل وضع محطات قياس المطر فيها ، كذلك اذا زادت مساحة حوض التصريف ، فيجب وضع أكثر من محطة لقياس المطر ، أو على الاقل توضع محطة قياس المطر في المناطق العليا من حوض تصريف كل رافد يضمه حوض التصريف الكبير واذا قلت مساحة حوض التصريف فيمكن وضع محطة قياس واحدة فيه .

ويجب أن يتم تسجيل كمية المطر الساقطه كل ساعه على الاقل واذا لم يتوفر ذلك يمكن تسجيلها ثلاث مرات في ٢٤ ساعة ، واذا لم يتوفر ذلك أيضاً فيجب على

الاقول تسجيل كمية المطر بعد كل عاصفه ، وفي هذه الحالة يجب أن نضع أثناء مطر ذو حجم كبير لنضمن أن كل المياه تتجمع فيه ، ولا ينساب شىء خارجه ، اذا كان الفيضان كبيرا وتزداد البيانات دقة اذا كانت القراءة محدده فى فصل من فصول السنه على مدى ٣٥ سنة .

الجريان السطحي :

الجريان السطحي هو ماينتجه حوض التصريف من المياه مقاسا بالبوصه ٣/ثانيه أو بالقدم ٣/فدان ، وتسجل هذه الكميات من المياه المنصرقة كل شهر ، على سبيل المثال كان حجم التصريف لنهر آشور بالولايات المتحدة فى أحد أيام شهريناير عام ١٩٧٥ من حوض تصريفه حوالى ٢٢ , بوصة ٣/ثانية كجريان سطحي ، أخذت فى الاعتبار على أنها نفس كمية التساقط فى ذلك اليوم ، فيمكن أن يعلل ذلك أن كمية التساقط تساوى حجم التصريف ، وانه كان مطر فى اليوم السابق ليوم التسجيل — هذا وقد تشبعت به التربة ، ولهذا لم تمتص من كمية التساقط فى اليوم التالى شيئا ، وأن الشمس فى ذلك اليوم لم تكن ساطعة ولم يحدث تبخر بمعدل يذكر .

ومن المفيد هنا أن نتعرف على بعض المصطلحات التى حددتها مصلحة الرى فى الولايات المتحدة على سبيل المثال كلمة Runoff أو الجريان السطحي بالبوصات المكعبة كى توضح عمق المياه المنصرقة من حوض التصريف على أساس ان الحوض كله مغطى بالمياه بنفس العمق وفى نفس فترة التساقط وموزعه توزيعا متجانسا ، اما مصطلح قدم ٣/فدان فهو الكمية من المياه التى تغطى فدان واحد فعلى سبيل المثال عندما فاض نهر سوذ فى الولايات المتحدة فى شهريناير ١٩٧٥ — حوالى ٥٣٨٠ قدم ٣/فدان فان هذه الكمية تساوى مساحة من الارض حوالى ٤٦٠ ميل مغطاه بالمياه بارتفاع قدم واحد .

ومن الممكن استخدام وحدات البوصه أو وحدات قدم ٣/فدان ، ويمكن الحصول على أى من المقياسين من جداول خاصة اذا أريد استخدام احداها وكانت لدينا بيانات مقاسه بالمقياس الأخر ، وعلى الرغم من ذلك فأن أسهل وحدات القياس المستخدمة فى معظم الدراسات الخاصة بالمجارى المائية هى قدم

مكعب/ثانية ، وعلى الرغم من ذلك يجب أن نكون حذرين في استخدام هذا المقياس لأنه مقاس على أبعاد النهر الاساسيه العرض ، العمق ، السرعة ، فهناك تفاوت في التساقط قد يؤدي الى سيل يفيض خارج النهر والسيل هو ما يهنا في هذا المجال .

أما من حيث البيانات المتاحة لحجم التصريف المائي فمعظمها مسجلة على أساس المتوسط السنوي وليس على أساس المتوسط اليومي وعلى أساس تسجيل كل عاصفه أو تساقط ، فعلى سبيل المثال سجلت أعلى حجم للفيضان لنهر سوث في السنه المائيه فكانت ٩٠٦٠ قدم مكعب/ثانية وقد سجلت هذه القيمة في يوم ٢٧ يونيه ١٩٧٥ بينما يوضح الجدول الخاص بحجم التصريف اليومي لهذا النهر ٥٦٠٠ قدم مكعب/ثانية وهى كمية لا تمثل حجم التصريف الحقيقى ، والسبب في ذلك أن الذين يجمعون البيانات كانوا يأخذون في اعتبارهم السنه المائيه ككل قياتوا بالمتوسط لكل التسجيلات اليومية خلال السنه

مجموع القيم

عدد أيام السنه المائيه

وعلى ذلك نقول أنه يجب استخدام البيانات الخاصة بالمتوسط اليومي مباشرة . وعلى الرغم من أن معرفتنا بتوزيع حجم الفيضان على مدار السنه محدوده جدا وتوزيع العواصف الرعدية التى تتسبب في سقوط الامطار محدود أيضا فانه يمكن التغلب على هذا النقص الخطير في المعلومات باستخدام البيانات المتاحة لحجم التصريف المائى وكمية التساقط لفترة كافية (يجب أن لا تقل عن ٣٠ سنه) ويمكن عن طريقها رسم خط اتجاه عام واستخدامه في عملية التنبؤ .

العلاقة بين التساقط والتصريف المائى :

الجدول التالى يوضح حجم التصريف السنوى لنهر ^{سالك} ~~هوبكنز~~ عند مدينة لافيت بولاية ^{ميسيسيبى} ~~أنتيوتا~~ بالولايات المتحدة ، وتظهر هذه البيانات موقعه على منحنى جمل Gumbel (شكل رقم ٤٣) والذى يوضح منحنى تردد الفيضان لها ^{الهر} .

هولانديسة ميرلاند في الفترة ١٩٢٨ - ١٩٥٨

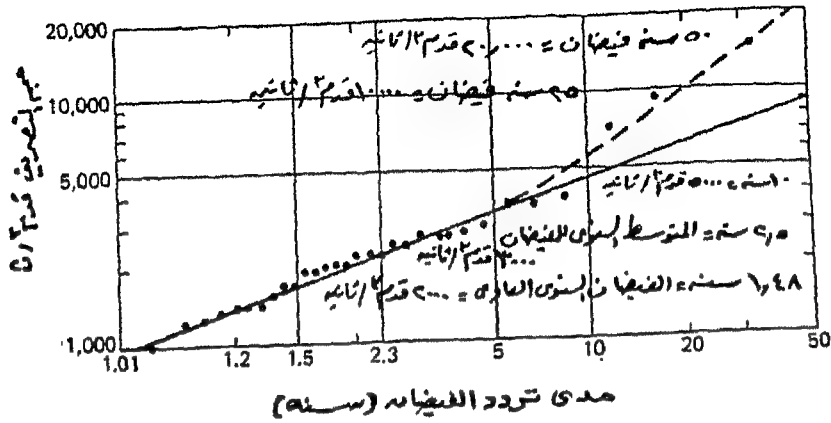
التمريض السنوي		الترتيب	مدى تردد
السنة	حجم التمريض قدم ٢/ثانية	Rank order	الطيفان $\frac{N+1}{M}$
١٩٢٨	٢٨٠٠	٤	٨٢٠٠
١٩٢٩	١٦٠٠	٢٤	١٢٣٢
١٩٣٠	١٤٥٠	٢٦	١٢٣٢
١٩٣١	١٧٣٠	٢٣	١٢٣٩
١٩٣٢	١٣٨٠	٢٨	١٢١٤
١٩٣٣	٩٣٠٠	٢	١٦٢٠
١٩٣٤	٢٤١٠	١٣	٢٢٤٦
١٩٣٥	١٤٢٠	٢٧	١٢١٩
١٩٣٦	٢٠٢٠	١٩	١٢٦٨
١٩٣٧	٢٦١٠	١١	٢٢٩١
١٩٣٨	٢٢٨٠	١٤	٢٢٢٩
١٩٣٩	٢١٥٠	١٧	١٢٨٨
١٩٤٠	١٧٤٠	٢٢	١٢٤٥
١٩٤١	١٣٠٠	٢٩	١٢١٠
١٩٤٢	١٤٦٠	٢٥	١٢٢٨
١٩٤٣	٣٦٢٠	٦	٥٢٣٣
١٩٤٤	٢٦٦٠	٩	٣٢٥٦
١٩٤٥	٢١١٠	١٨	١٢٧٨
١٩٤٦	٢٩٤٠	٧	٤٢٥٧
١٩٤٧	١٩٩٠	٢٠	١٢٦٠
١٩٤٨	١٩٩٠	٢١	١٢٥٢
١٩٤٩	٢٢٤٠	١٦	٢٢٠٠
١٩٥٠	٢٢٨٠	١٥	٢٢١٣
١٩٥١	٢٤٢٠	١٢	٢٢٦٧
١٩٥٢	٢٨١٠	٨	٤٢٠٠
١٩٥٣	٧٣٣٠	٣	١٠٧٠
١٩٥٤	١٢٤٠	٣٠	١٢٠٧
١٩٥٥	٢٦٢٠	١٠	٣٢٢٠
١٩٥٦	١٥٠٠٠	١	٣٢٢٠٠
١٩٥٧	٩٥٩	٢١	١٢٠٣
١٩٥٨	٣٦٤٠	٥	٢٢٤٠

وتعطي دراسة العلاقة بين التساقط والتصرف المائي مؤشرا واضحا على مدى حدوث تفاوت في توزيع كل من التساقط والتصرف المائي على مدار السنة فإذا حسبنا معادلة الارتباط بين كمية التساقط وحجم التصريف وجدنا أن الارتباط ضعيف فذلك يدل على أن كمية التساقط لا تصرف كامله فيتسرب جزء منها في التربة وجزء آخر يفقد عن طريق التبخر.

وأحيانا يكون التحليل الاحصائي مضللا فمثلا ارتفاع قيمة العلاقة لا تعنى توقع حدوث سيولا فقد يكون المجرى المائي قادرا على استيعاب الفائض من المياه عن حاجة التربة والنبات.

فسواء كانت النتيجة الاحصائية تدل على وجود علاقة أو عدم وجود علاقة فان فهمنا لطبيعة الانهار وميكانيكية حدوث الفيضانات تجمعنا في وضع نستطيع من خلاله فهم وتحليل هذه العلاقة، ولحسن الحظ فاننا في أغلب الاحيان عندما ندرس مائية الانهار فاننا نعننى دراسة ووضع نموذج للعلاقة السببيه Casual Relationship بمعنى أن الامطار سببا في الجريان السطحى، كما أن معظم المؤشرات الاحصائية تتبع المنهج الاحتمالى، فليس كل حجم تصرف نتيجة مباشرة للتساقط فقد يكون للخصائص الطبيعية لحوض التصريف نسبة عالية من تأثير التساقط على التصريف، ولذلك فان معدل التصريف في أى نهر يعتمد أساسا على كل الظروف المحيطة بحوض التصريف من التساقط والتبخر والتسرب في التربة، ومعدل الانحدار، طول شبكة التصريف، نسبة الغطاء النباتى ومعدلات ونوع استخدام الارض..... الخ.

وفيا يلى عرض للجوانب المساحية لأحواض التصريف وكذلك الجوانب التضاريسية وخصائص شبكة التصريف.



مخطط رقم (٤٣) مخطى تردد الفيضان له لهرسانها بولاية ميروند

سادسا خصائص حوض التصريف
أولا : الجوانب المساحية :

هى صفه لمربع الطول وهى المحيط الرئيسى الاجالى للجريان أو انتاج الرواسب، ولكى نقارن مساحات أحواض التصريف بطريقة مفيدة ينبغي أن نقارن أحواضا بنفس قيمة الرتبة، ولقد تحققت الدراسات من أن مساحة الحوض تتزايد أسيا مع رتبة المجرى، ويمكن أن يتم رسم محيطات أحواض الرتب الاولى، والثانية، والرتب الاعلى على خريطة طبوغرافية بمقياس كبير، فمساحة حوض A_u رتبه ما U يتم تحديدها على أساس انها اجمالى المساحة المسقطه على المستوى الافقى ترفد انسيابا سطحيا لأجزاء مجرى رتبة ما بما فيها روافد الرتبة الدنيا فمساحة حوض الرتبة الرابعة A_4 ستجمع مساحات أحواض الرتب الاولى والثانية والثالثة أضافة الى عناصر السطح الاخرى (٧).

علاقة المساحة بالطول :

على فرض صلاحية قوانين أطوال المجارى المائية ومساحات الاحواض التى

(٧) Strahler, A., N. 1957, Quantitative Analysis of Watershed Geomorphology, Am. Geophys. Union Trans., Vol. 38, PP 913-920.

ترتبط في الخصيتين في دالة أسية مع الرتبة فان طول المجرى الأقصى (مقاساً باتجاه المنبع حتى نقطة ما على المجرى حتى تقسيم المياه) يتم توقيعه ببيانيا مقابل مساحة منطقة التصريف التي ترفد الى المجرى فوق النقطة المحددة .

ولقد أوضحت الدراسة أن العلاقة الخطية قوية وخاصة عند استخدام لوغز يتمت كلا المتغيرين كما في المعادلة التالية (٨) .

$$L = 1.4 A^{0.6}$$

علاقة المساحة بكمية التصريف :
أثبتت الدراسات صحة المعادلة التالية

$$Q = f A^m$$

حيث Q = مقياس ما لكمية التصريف في القدم المكعب / لكل ثانية (مثل متوسط الفيضان السنوي) .

و A = مساحة منطقة التصريف في وحدات مساحية مناسبة و f و m = أسان يتم اشتقاقها بواسطة خط الانحدار المناسبة للبيانات المستعان بها .

ولقد توصل (٩) Strahler الى قيمة «لأس m» يقع في المدى ما بين ٠.١، ٠.٥، ٠.٠، ٠.٠٠، ٠.٠٠٠ .

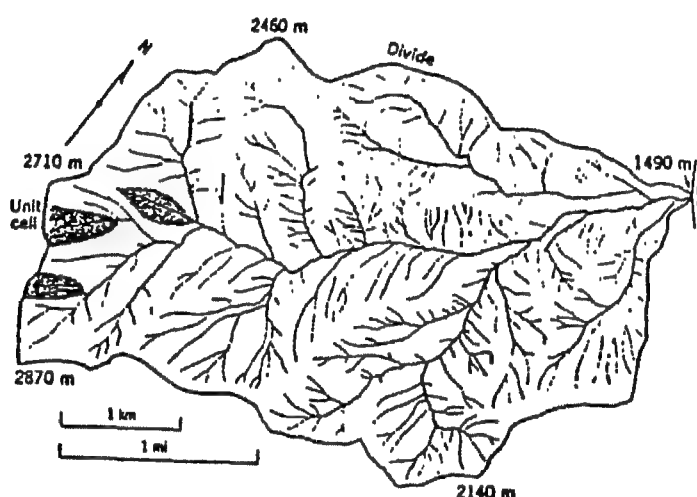
وهناك خصائص مساحية أخرى لحوض التصريف مثل شكل الحوض Out-line form والتعبير الكمي لشكل الحوض يمكن أن يوجد من خلال معامل الشكل E وهو عبارة عن نسبة عديمة الابعاد لمساحة الحوض Au الى مربع طول الحوض Lb كما تبينه المعادلة التالية .

$$Lb = Au^Y$$

(٨) Hack, J. T., 1957, Studies of longitudinal stream profiles in Virginia and Maryland: U.S. Geol. Survey, Prof. Paper 294-8 pp. 45-97.

(٩) Strahler, A., N., 1957, Op cit.

ولقد أوردت الدراسات الحقلية بواسطة كل من (١٠) Miller نسبة الاستدارة وعلاقتها بحجم التصريف وكذلك (١١) Schumm نسبة الاستطالة وعلاقتها بحجم التصريف ودالة الشكل .
 أما كثافة التصريف Dd فهي مؤشر هام لابعاد عناصر شكل الارض الخطية في طبوغرافية النحت النهرى (١٢) Horton وتمثل كثافة التصريف أيضا تعبيرا عن اقتراب فراغات المحارى .



(١٠) Miller, V.C., 1953, A Quantitative Geomorphic Study of Drainage Basin Characteristics in the Clinch Mo. area Virginia and Tennessee. Dept. of Geology, Columbia Univ., contract N6ONR271-30. Tech. Report 3, 1-30.

(١١) Schumm, S.A., 1956, Evolution of Drainage Systems and Slopes in Badlands and Perth Embay, New Jersey : Geol. Soc. Am. Bull., Vol. 67, pp. 597-646.

(١٢) Horton, R.E., 1945, Erosional Development of Streams and their Drainage Basins : Hydrophysical approach to Quantitative Morphology : Geol. Soc. Am. Bull., Vol. 50, pp 275-370.

- ثانيا : الجوانب التضارسية لبحوض التصريف :
- التضرس H يمثل فرق الارتفاع بين نقاط المراجعة ويتم تحديدها في إحدى الطرق العديدة كما يلي : —
- * التضرس الأقصى ، هو فرق الارتفاع بين النقاط الأقل والادنى ضمن منطقة ذات حدود معطاه .
 - * تضرس الحوض الأقصى ، هو فرق الارتفاع بين مصب الحوض والنقطة الاعلى على محيط الحوض .
 - * وهناك وسيلة أخرى لقياس التضرس هي الحصول على فرق الارتفاع بين نقطة على منطقة التصرف ونقطة أخرى على خطوط الكنتور مثل ممر الانسياب السطحى (١٣) .
 - * ويمثل مقياس التضرس مؤشرا للطاقة الكامنه لنظام التصريف بفاعلية « تأثير » الارتفاع فوق نقطة معطاه .

(١٣) Strahler, A. N., 1965, Introduction to Physical Geography, New York, John Wiley and Sons, P. 902.

و يوضح الجدول التالى الخصائص الفزيوغرافية لحوض التصريف وطريقة قياسها .

م	القياس	الرمز الانجليزي	الرمز عربي	معادلة الى رتبة	كيفية الاستخراج
١	مساحة الحوض الكلية	A	ح		القياس بالبلانيمتر - بالمربعات
٢	مساحة أحواض الرتبة الاولى	A1	ح ١		القياس بالبلانيمتر - بالمربعات
٣	المساحة بين كل كتور وآخر			مساحة النطاق الكتوري	القياس بالبلانيمتر - بالمربعات
٤	طرا، محيط الحوض	P	ب		القياس بمعجلة القياس
٥	طال، الحوض	L	ل		القياس بالمسطرة : وهو المسافة المستدة بين مصب الحوض وأبعد نقطة على المحيط موازيه لخط المجرى الرئيسى
٦	رتبة حوض التصريف	N	—		وهي رتبة المجرى الرئيسى (أعلى رتبة فى الحوض)
٧	عدد مجارى كل رتبة	Nb	ع ١		بالد
٨	أشغال مجارى كل رتبة	Lo	ل ١		بمعجلة القياس
٩	طال المجرى الرئيسى	Cm	ل م		بمعجلة القياس ، بالمقسم : وهي الطول من المصب الى النابع
١٠	مقطع المجرى الرئيسى	Hc	م م	Hc = Source - outlet	الفرق فى الارتفاع بين مخرج الحوض والنبع بالعدد (عدد كل انحناء بانحناء النابع - وهي دليل على عدد المجرى فى الحوض) .
١١	عدد انحناءات خريطة الكتور				بمعجلة القياس
١٢	أشغال خطوط التفسير	Lc	ل ل		من الخريطة الكتورية (أعلى نقطة فى الحوض)
١٣	أعلى نقطة على المجرى				من الخريطة الكتورية (أدنى نقطة فى الحوض)
١٤	أدنى نقطة عند المصب				نقطة فى الحوض
١٥	التفسير المثلثى فى المربع				تقسيم الحوض الى مربعات مساحة كل مربع ٦,٢٥ كم ^٢ (١٠٠ سم ^٢)
١٦	التفسير المثلثى فى المربع				حسب مقياس رسم الخريطة واستخراج الفرق بين أعلى نقطة وأدنى نقطة داخل المربع . وصفها فى وسط المربع
					تقسيم المنطقة الى مربعات مساحة

كل مربع ٦,٢٥ كم ^٢ (١٠٠ سم ^٢) حسب مقياس الرسم وإيجاد أعلى نقطة داخل كل مربع ووصفها في وسط المربع . مرتفعات معلومة تحيطها كنتورات منقلة . ارتفاعات لامتثلها كنتورات . الفرق في الارتفاع بين أعلى نقطة وأدنى نقطة في الحوض . قسمة اجمالي أطوال المجارى على المساحة أطوال المجارى المساحة عدد المجارى = N المساحة = A أطوال مجارى رتبة ما = L_u عدد مجارى رتبة ما = N_u متوسط أطوال مجارى رتبة ما = Z_u متوسط أطوال مجارى رتبة تالية = Z_{u+1} عدد مجارى رتبة ما = N_u عدد مجارى رتبة تالية = N_{u+1} نسبة التشعب فيما بين بين رتبة ما والتى تليها مجموع عدد مجارى كل درجتين . نسبة طول مجارى رتبة ما = rL نسبة التشعب = Rb تكرار المجرى = Fs كثافة التصريف = Dd تكرار المجرى = Fs مربع كثافة التصريف = Ddz عدد مجارى الحوض = N محيط الحوض = p مساحة الحوض = A اجمالى أطوال المجارى = EL	$Dd = \frac{EL}{A}$ EL A $Fs = \frac{N}{A}$ $Z_1 = \frac{L_u}{N_u}$ $Z_u = \frac{Z_u}{Z_{u+1}}$ $Rb = \frac{N_u}{N_{u+1}}$ $W Rb = \frac{E(Rb \times N_u + N_{u+1})}{EN}$ $P = \frac{rL}{Rb}$ $Di = \frac{Fs}{Dd}$ $Fd = \frac{Fs}{Ddz}$ $Rd = \frac{N}{p}$ $C = \frac{A}{EL} = \frac{1}{Dd}$	ق ث ث م ط ن ط ز ش م ن ش روو ش ن ث م ن ق م ف	Hb Dd Fs rL Rb WRb P Di Fd Rd C	القسم نقل المناسب تفريس الحوض الأقصى كثافة التصريف تكرار المجرى متوسط أطوال مجارى كل رتبة نسبة طول مجارى رتبة ما نسبة التشعب المعدل المرحع لنسبة التشعب النسبة شدة التصريف كثافة المجرى النسبية نسبة تقاطع مجارى الحوض معامل المافز بين المجارى (تشبه ثبات حيانه المجرى)	١٧ ١٨ ١٩ ٢٠ ٢١ ٢٢ ٢٣ ٢٤ ٢٥ ٢٦ ٢٧ ٢٨ ٢٩ ٣٠
---	---	--	---	--	--

<p>Hb = تفرس الحوض (هو الفرق في الارتفاع بين أعلى نقطة وأدنى نقطة) L = طول الحوض (المسافة الأفقية)</p> <p>Hb = تفرس الحوض P = محيط الحوض</p> <p>Hb = تفرس الحوض Dd = كثافة التصريف Sg = انحدار الأرض (زاوية)</p> <p>Hb = تفرس الحوض Dd = كثافة التصريف</p> <p>Hb = تفرس الحوض Dd = كثافة التصريف</p> <p>Hc = سقوط المجرى الرئيسي (الفرق في الارتفاع بين مخرج المجرى والتبعية) CM = طول المجرى الرئيسي</p> <p>Am = مساحة النطاق الكتوري Lm = متوسط طول خطي الكتوري V = الناحل الرأسى m = متوسط عرض النطاق الكتوري d = المساحة الرأسية (الناحل) tt = النسبة التقريبية () a = المساحة المحصورة بأى خط كتور b = المساحة التي تلي (a) المحصورة</p>	<p>$R = \frac{Hb}{L}$</p> <p>$Rm = \frac{Hb}{P}$</p> <p>$G = HD / Sg$</p> <p>$Rg = Hb \times Dd$</p> <p>$Sg = H \times 2Dd$</p> <p>$Si = Hc / CM$</p> <p>$M = \frac{Am}{Lm}$</p> <p>$T = \frac{V}{m}$</p> <p>$Cc = \frac{d \sqrt{tt}}{1 \times \sqrt{a - \sqrt{b}}}$</p>	<p>ان ض</p> <p>ت ض</p> <p>ع هـ</p> <p>ع خ</p> <p>ز ض</p> <p>م</p>	<p>R</p> <p>Rm</p> <p>G</p> <p>Rg</p> <p>Sg</p> <p>Si</p> <p>M</p> <p>T</p> <p>Cc</p>	<p>٣١ نسبة التفرس</p> <p>٣٢ التفرس النسبي</p> <p>٣٣ المعد الهندسى</p> <p>٣٤ عدد التشوئة</p> <p>٣٥ زاوية انحدار الأرض (مثل الزاوية)</p> <p>٣٦ انحدار المجرى الرئيسى</p> <p>٣٧ متوسط منحني الانحدار (أ) متوسط عرض النطاق الكتوري</p> <p>٣٨ المندى الكاليز رافى</p>
--	---	---	---	--

بأى خط كنتور المحدار المجرى = Sc المحدار الأرضى = Sg	$rs = Sc/Sg$	rs	نسبة الانحدار	٣٩
الفرق بين أعلى نقطة وأدنى نقطة = H طول المجرى الرئيسى = Lc الفرق بين أعلى نقطة وأدنى نقطة = H طول المجرى الرافد = Lt ظل زاوية المحدار المجرى الرئيسى = Sc ظل زاوية المحدار المجرى الرافد (الأرض) = Sg النسبة بين ظل زاوية المحدار المجرى الرئيسى الى ظل زاوية المحدار المجرى الرافد (الأرض) = COS ZC	$H = Sc = \frac{H}{Lc}$ Sc / Sg $ZC = \frac{Sc}{Sg}$	Sc Sg Sc/Sg COS ZC	قيم زوايا الدخول بين الرتبة الأولى وبين رتبة كل حوض (أ) ظل زاوية المجرى الرئيسى (زاوية الدخول) (ب) ظل زاوية المحدار الأرضى (ج) نسبة الانحدار قيمة زوايا الدخول	٤٠ ٤١

مقاييس أخرى لحوض التصريف

مساحة الحوض = A	$WR = \frac{A}{L^2}$	ن ع	WR	نسبة عرض الجرى الرئيس
مربع طول الجرى الرئيس = L^2				
مصف كثافة التصريف = $2Dd$	$L_g = \frac{1}{2 Dd \sqrt{1 - (Sc/sg)^2}}$	طس	L_g	طول الانسياب الطحي
مربع نسبة انحدار الجرى الى انحدار الارض = $(Sc/sg)^2$				
مصف كثافة التصريف = $2Dd$	$L_g = \frac{1}{2Dd}$		L_g	طول الانسياب الطحي (معدل المسافة الانقيه)
مساحة الحوض = A	$F = \frac{A}{L^2}$	ل ل	F	معامل الشكل
مربع طول الحوض = L^2				
أربع أضلاع حاصل ضرب النسبة التقريبية والمساحة = $4ctA$	$C = \frac{4 ct A}{p^2}$	س س	C	نسبة الاستدارة
مربع المحيط = p^2				
مساحة الحوض = A	$E = \frac{2\sqrt{A/ct}}{L}$	س ط	E	نسبة الاستطالة
النسبة التقريبية $(\frac{W}{Y})$				
طول الحوض = L				
مساحة الحوض = A	$K = \frac{L^2}{4A}$	ن ك	K	نسبة الشكل الكثرى
أعلى نقطة في الحوض = m				
أدنى نقطة في الحوض = n	$S = \frac{\sqrt{m-n}}{A}$	ق ن	S	قربنة انحدار الحوض
مساحة الحوض = A				
طول المحيط = P	$Sc = (p^2 / A) / 4ct$		Sc	انحطافات المحيط النسبية (Compactness)
النسبة التقريبية $(\frac{W}{Y})$				
عدد انحطافات خطوط الكنتور = N	$T = \frac{N}{P}$	ع	T	نسبة التجميع
محيط الحوض = P				

* Schumm, S., 1977, The Fluvial System, John Wiley, New York

الفصل الخامس

المياه تحت الأرضية وعملياتها الجيومورفية
والأشكال الناتجة عنها

العمليات الجيومورفية للمياه تحت الأرضية .

١ - ظاهرة الحفر العميقة .

٢ - الكهوف وما بها من ظاهرات جيومورفية .

٣ - البوجاز .

الفصل الخامس

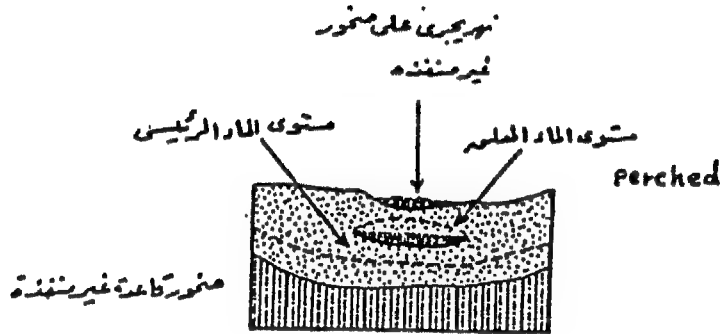
المياه تحت الأرضية وعملياتها الجيومورفية والأشكال الناتجة عنها

ليست كل التراكيب الجيولوجية ملائمة لتخزين هذه المياه في صخور قشرة الأرض حيث أن هناك البعض منها غير ملائم لتجميع وحجز المياه تحت الأرضية ومصادر المياه تحت الأرضية *Underground Water* تتمثل أساساً في مياه المطر وظواهرات التساقط الأخرى من ثلج وندى وبرد وغيرها مما يتسرب إلى داخل قشرة الأرض عبر مسام الصخور خاصة عندما تكون صخور عالية النفاذية و يطلق على هذه المياه « المياه الجوفية ». *Meteoric Water*

والمصدر الثانى للمياه تحت الأرضية هي تلك المياه التي تبتقت بعد عملية تبلور المعادن من الماجما المتداخلة في الصخور وتتميز بارتفاع درجة حرارتها وقد يتسرب جزء منها إلى المستويات القريبة من سطح الأرض وتختلط بالمياه الجوفية سابقة الذكر وتظهر في صورة ينابيع أو عيون كما هو الحال في تلك الينابيع الحارة في مناطق النشاطات البركانية وعندنا في مصر أمثلة كثيرة مثل العين السخنة عند الطرف الشمالى لخليج السويس وعين حلوان وبعض العيون الطبيعية بالصحراء الغربية مثل العين الموجودة بالوحدات البحرية وعموماً يعد هذا المصدر مصدراً محدوداً للمياه تحت الأرضية يمثل نحو ١٠ ٪ تقريباً منها وعادة ما يحتوى على أنواع عديدة من الأملاح الذائبة .

وهناك مياه محجوزة خلال الفراغات الموجودة بين ذرات الصخور الرسوبية التي تتميز بمساميتها مثل الحجر الرملى *Sandstone* والذي قد يظهر في شكل عدسات كبيرة تحاط

بصخور عديمة المسامية تحتبس فيها المياه في صورة خزانات ثابتة بمعنى ان المياه بها مقيدة الحركة وتطلق عليها المياه المخزونة Connate Water (شكل ٤٣)



شكل رقم (٤٣) مستوى الماء العائم (المحجور)

وعادة ما تطلق على المياه تحت الأرضية سواء كان مصدرها الأمطار ومظاهر التساقط الأخرى أو أبخرة الصهارة النارية أو غيرها بالمياه الجوفية ولكن في الواقع أن هذا التعبير يطلق أساساً على المياه الكبيرة العمق خاصة تلك التي يكون مصدرها النشاط البركاني (المواد المنصهرة) وأحياناً ما يطلق عليها المياه النشطة Juvenile Water .

وإذا كانت هذه المياه تتسرب إلى الصخور التحتية عن طريق مسام الصخور والشقوق والفواصل وغيرها إلا أن بعضها قد يعود إلى السطح بفعل الخاصية الشعرية Capillary Action أو عن طريق امتصاص جذور النباتات وإن كان الجزء الأعظم منه يتبقى في باطن القشرة الأرضية حيث يؤثر كثيراً في الصخور المختلفة كما سيتضح فيما بعد .

العوامل المتحركة في المياه تحت الأرضية :

تتحكم في وجود وحركة المياه تحت الأرضية عوامل عديدة تتمثل في الميل العام للطبقات الصخرية الحاوية للمياه والصور التركيبية المختلفة مثل الصدوع والفواصل والقواطع الرأسية والأفقية ومسامية الصخر Porosity وقدرتها على الانفاذ والامرار .

وفيا يلى دراسة تفصيلية للعوامل الثلاثة الأخيرة لما لها من قدرة كبيرة على التحكم في حركة المياه تحت الأرضية .

أولاً : مسامية الصخر: ويقصد بها النسبة بين حجم الفراغات الى الحكم الكلى للصخر وهى عادة نسبة مئوية ومن نتائج هذه النسبة يمكن بسهولة المقارنة بين مسامية الصخور بعضها ببعض فعلى سبيل المثال لو أن واحد لتر من الرواسب يحتوى على ٣٠ ٪ . لتر من الماء عند تشبعه فإن مساميته تساوى ٣٠ ٪ وبالطبع فإن المسامية تختلف من صخر الى آخر فهى تتراوح من أقل من ١ ٪ فى الجرانيت الخالى من الشقوق unfractured الى أكثر من ٤٠ ٪ فى الحجر الرملى الضعيف فى تماسكه الى ٥٠ ٪ فى Granite كل من الطين والصخر الطباشيرى بينما تتراوح فى الحجر الجيري Limestone ما بين ٥ ٪ الى ٢٠ ٪ وفى الصخر الجيرى الدولوميتى الى أقل من ٥ ٪ .

ومسامية المواد الرسوبية تعتمد أساساً على شكل وترتيب جزئياته ودرجة تصنيفها وتلاحمها وتماسكها عند ترسيبها (١) وعلى إذابة المواد القابلة للإذابة بعد ذوبانها وإذا كانت درجة مسامية الطين والطباشير Chalk أكثر من درجة مسامية الحجر الرملى فإن مرور الماء بالأخير يكون أسهل وأسرع نسبياً بينما لا يمر خلال الطين والحجر الطباشيرى ويرجع ذلك الى وجود خاصية أخرى تتحكم فى تحرك المياه تحت الأرضية وهى خاصية النفاذية .

(١) فإذا ما كانت الحبيبات متجانسة فى حجمها كانت أكثر مسامية من الرمال المكونة من حبيبات مختلفة الاحجام حيث تتجمع الحبيبات الصغيرة فى الفراغات التى بين الحبيبات الكبيرة ، كما أن الحبيبات ذات الزوايا Angular تقلل المسامية بفعل تداخل الزوايا فى الفجوات البينية كما أن ترسيب مواد كيميائية فى الفراغات يقلل من مساميتها .

ثانياً : النفاذية أو الانفاذ

ويمكن تقسيم الصخور من حيث نفاذيتها الى صخور منفذة Permeable وصخور غير منفذة Impermeable ونفاذية الصخور أو التربة عبارة عن قياس لقدرتها على مرور المياه بين حبيباتها سواء كانت مسامية أو غير مسامية فنجد على سبيل المثال أن الطين صخر مسامي ولكنه في نفس الوقت صخر غير منفذ بينما الرمل منفذ جيد للماء ويرجع هذا بالطبع الى أن حبيبات الطين صغيرة جداً وبالتالي تكون شديدة التقارب من بعضها البعض والنتيجة الطبيعية لذلك مسام صغيرة للغاية تؤدي الى أن يمسك الماء في هذه المسام بواسطة الخاصية الشعرية (٢) وعادة ماتكون الصخور المنفذة مسامية والصخور عالية المسامية ليس شرطاً أن تكون عالية النفاذية فصخر الخفاف البركاني Pumice صخر عالي المسامية بدرجة كبيرة ولكنه منخفض للغاية في درجة نفاذيته ويمكن أن يطفو فوق الماء لعدة أيام ويرجع ذلك الى أن فراغاته (مساحة) Pores غير متصلة ببعضها ومن الصعب على الماء أن يتسرب اليها .

ومن العوامل الهامة التي تؤثر على نفاذية الصخور حجم الحبيبات Grains والذي يؤثر بدوره على حجم مسامها ويعد الزلط والرمل والحجر الرملى Sand-stone من الصخور التي تتميز بأنها مسامية ومنفذة حيث أن عدم احتواءها على جزئيات دقيقة تقلل من احتكاك الماء بها بقدر الامكان بعكس الحال مع التكوينات الدقيقة كالصلصال والطفل والتي رغم أنها عالية المسامية فإنها تمثل بمسامها شديدة الضيق أسطحاً ضخمة للاحتكاك مما يؤدي بها الى ببطء حركة المياه بها وبالتالي فهي غير منفذة اذا لم توجد بها شقوق ومفاصل تسمح بمرور الماء خلالها و يطلق على تحرك الماء في هذه الحالة بالإمرار وتستوى في ذلك مع الصخور غير المسامية مثل الكوارتزيت والدلومييت والجرانيت والبازلت وغيرها حيث أن وجود الشقوق في هذه الصخور غير المسامية يؤدي الى تحرك المياه بها و يطلق عليها

(٢) يحيى محمد أنور وعبد العربي فوزى ، الجيولوجيا الطبيعية والتاريخية ، الاسكندرية ، ص ١٩٦ .

حينئذ صخوراً ممزقة Perious Rock لتمييزها عن الصخور المنفذة بالماء وهنا لا يتحرك خلال حبيباتها ولكنه يتحرك في أنابيب طبيعية تمثلها الشقوق Cracks والمفاصل Joints والصدوع Faults وغيرها .

وعموماً فإن النفاذية التي تتميز بها بعض الصخور تعد من أكثر العوامل التي تؤثر في حركة المياه تحت أرضية والتي بدورها تتأثر باختلاف معدل النفاذية للصخور المختلفة ويمكن حساب هذا المعدل بطرح مجموع معدل التبخر-Eva- poration Rate ومعدل الانسياب من معدل التساقط Precipitation من الأمطار وإن كان هناك خطأ في العملية الحسابية من الاحتمال حدوثه في تحديد معدلات التبخر والانسياب وسقوط المطر (٣) .

والمثال التالي يوضح هذا الكلام فإذا افترضنا أن معدل التساقط في الأقليم «أ» في اليوم ١٠٠ مم في الكيلومتر المربع ومعدل التبخر ٢٠ مم فإنه بطرح الاثنين ينتج معدل المياه الجارية والتي تمثل بدورها احتياطي المياه الجارية في الأنهار وروافدها وفروعها في الكيلومتر المربع يضاف إليها مياه الينابيع والعيون والآبار فإذا ما ضرب هذا الرقم في مساحة الاقليم بالكيلومتر المربع فيكون الناتج كمية المياه التي يمكن الحصول عليها في الاقليم من المصادر التي ذكرناها ولا بد أن نستنتي بالطبع جملة الاستهلاك الآدمي والحيواني لأن معدل محدود للغاية بالنسبة للمعدلات الأخرى .

وباختصار يمكن تصنيف الصخور بالنسبة لعلاقتها بالمياه تحت الأرضية الى : أولاً صخور مسامية منفذة Porous & Permeable Rocks وهذه تعطى للمياه حرية التحرك وتعد بالتالي خزاناً للمياه تحت الأرضية وتتمثل أحسن تمثيل في صخور الحجر الرملي وعندنا في مصر الحجر الرملي النوبي Nubian Sandstone- بالصحراء الغربية والذي ترجع تكويناته الى العصر الكريتاسي

(٣) يطلق في كثير من الأحيان على مجموع المياه المنسابه على السطح والمياه المتسربة -حتى سبق محدود في صخور القشرة الأرضية بالمياه الجارية حيث يعتبر المخططون أن الكمية المتسربة تعد احتياطي من المياه لا يخطط مستقبلياً ، أى إقليم يراد تخطيطه عمرانياً ، أو زراعياً أو صناعياً .

الأسفل و يعد مصدر المياه بالآبار والينابيع وبواحات سيوة، البحرية والوادي الحديد وغيرها كما قد تمثل صخور الحجر الجيري Limestone أيضاً خزانات للمياه الأرضية وذلك نظراً لسرعة تكون الفواصل والشقوق بها .

والنوع الثاني صخور مسامية غير منفذة^(١) Porous & Impermeable Rocks مثل الحجر الطيني Mudstone وحجر الجفاف والطباشير والصلصال وغيرها والنوع الثالث عبارة عن صخور غير مسامية وفي نفس الوقت ممررة Pervious مثل الصخور النارية Igneous Rocks التي يكثر بها الشقوق والمفاصل الصخرية والنوع الرابع يتمثل في صخور غير مسامية Non Porous وغير ممررة Non Pervious مثل الحجر الجرانيتي الخالي من الشقوق والمفاصل .

منسوب ونطاقات المياه تحت الأرضية (شكل ٤٣) :

يطلق على مستوى الماء تحت سطح الأرض منسوب المياه تحت الأرضية Underground Watertable وهو باختصار الحد الأعلى للمياه تحت الأرضية وهو عادة ما يتميز بتعرجه وذلك تبعاً للشكل العام لتضاريس سطح الأرض ويختلف عمقه من منطقة الى أخرى فهو يرتفع تحت التلال عنه تحت أو قرب الأودية وذلك في الأقاليم التلية ذات الأمطار المتوسطة حيث يصل عمقه ما بين بضعة أمتار الى عدة أمتار تحت السطح وفي الأقاليم الجافة حيث تقل الأمطار ويزداد التبخر وينخفض منسوبه كثيراً ونجدده ملاصقاً للسطح تقريباً وذلك قرب الأودية دائمة الجريان Permanent Stream والبحيرات والكتل المائية الأخرى كما نجدده يصل الى منسوب سطح البحر عند الشواطئ shores وفي المناطق المتباينة في تضاريسها بين مرتفعات ومنخفضات قد يحدث أن يتقاطع هذا المنسوب مع سطح الأرض ولهذا السبب قد تنشأ المستنقعات swamps وذلك في المنخفضات الطبيعية Natural Depressions التي أوجدتها عوامل التعرية المختلفة — مثل منخفض وادي النطرون والقطارة وغيرها والتي تتميز قيعانها

(١) لس الطبقات الصخرية المسامية غير المنفذة والتي تجرى على كميد كبيره من المياه يطلق عليها خزانات جوفيه

بوجودها تحت منسوب المياه تحت الأرضية وهنا تبدو المياه في هذه المنخفضات في شكل برك Ponds وبحيرات ، وفي الأقاليم المناخية الرطبة نجد أن مستوى الماء ينطبق تقريباً مع مستوى المياه تحت الأرضية في المناطق المحيطة بها وعلى هذا نجد أن نشع المياه Seepage التحت الأرضية بالإضافة الى الجريان السطحي المباشر يؤدي الى استمرار الأسطح المائية على مدار السنة وأمثلة هذه البرك من المياه العذبة توجد بكثرة في أمريكا الشمالية وأوروبا حيث تمتد سهول رملية وحصوية من نتاج التعرية الجليدية تشتمل على تجويفات Excavations وحفر كنتيجة لذوبان الكتل الجليدية (°) وعدم امكانية تصريفها لانخفاض قيعانها عما حولها من مناطق ، والعديد من البرك السابقة من هذا النمط قد امتلأت بالمواد العضوية Organic Materials وذلك نتيجة لنمو النباتات المحبة للماء Water Loving Plants بها وتحولت الى أسطح منخفضة تكون قريبة جداً من منسوب المياه تحت الأرضية شكل رقم (٤٣) .

وحيث توجد مياه أرضية في أى منطقة فإنها تظهر في ثلاث نطاقات أو ثلاث مناطق أقربها الى السطح النطاق الجاف أو ما يعرف بمنطقة عدم التشبع Un-Saturation Zone وهى منطقة لا تحتوى سوى على قدر محدود للغاية من المياه وقد تحتوى مساهمها بجانب الماء اليسير من الهواء وإذا ما وجدت مياه هنا فهي عبارة عن مياه عالقة Suspended Water تختلف في سمكها من منطقة الى أخرى تلجأ الى أسفل منطقة متوسطة التشبع Zone of Intermittent Saturation- يوجد بها الماء في الشقوق الضيقة والمسامات شديدة الضيق مثل مسام الحجر الطيني وذلك نتيجة لامتناعه بالخاصة الشعرية ثم أخيراً منطقة التشبع الدائم Zone of Permanent Saturation وتمتلئ كل الشقوق والمسام بها بالمياه وقد يصل عمقها الى مئات الأمتار وأكثر وذلك حسب التراكيب الجيولوجية بالمنطقة وبالنسبة للحد الأعلى فهو كما ذكر أقرب الى أسطح في المناطق الرطبة عنه في المناطق التي يتميز مناخها بالجفاف ويختلف ما بين الشتاء والصيف فهو

(٥) Strahler, A., & Strahler, A., 1982, Elements of Physical Geography, 4th Ed., John Wiley, New York, p. 212

يرتفع شتاءً وينخفض صيفاً تبعاً لنظام سقوط الأمطار وقد يتسبب وجود طبقة غير منفذة بين الصخور الحاملة للمياه في تغير المنسوب الأصلي للمياه تحت الأرضية .

والواقع أن المنطقة غير المشبعة تنقسم الى ثلاثة نطاقات ثانوية هي :

(أ) نطاق رطوبة التربة Soil Moisture

(ب) النطاق الأوسط Intermittent Zone

(ج) نطاق الخاصة الشعرية Capillary Fringe

والحدود بين هذه النطاقات الثلاثة الثانوية قد تكون غير واضحة ويقع النطاق «أ» تحت السطح مباشرة و يعد ذو أهمية خاصة نظراً لأنه المنطقة التي يحصل منها النبات على حاجته من الماء وتفقد جزءاً من مياهها بواسطة التبخر أو النتح Transpiration بواسطة النباتات والتي بدورها تزيد من اتساع أسطح التبخر من الأوراق والجذوع وغيرها ، وقد تصل جذورها الى النطاق «ج» وهو اطار الخاصة الشعرية وقد يمتد الى أسفل حتى منطقة التشبع الدائم ويسحب جزءاً من المياه المخزونة وتعمل على تخفيض مستوى المياه الجوفية وأشهر هذه النباتات التي يمكنها الوصول الى هذه الأعماق عن طريق جذورها أشجار الصفصاف Willows وأشجار الأرز Cedars .

حركة المياه تحت الأرضية وتقدير سرعتها :

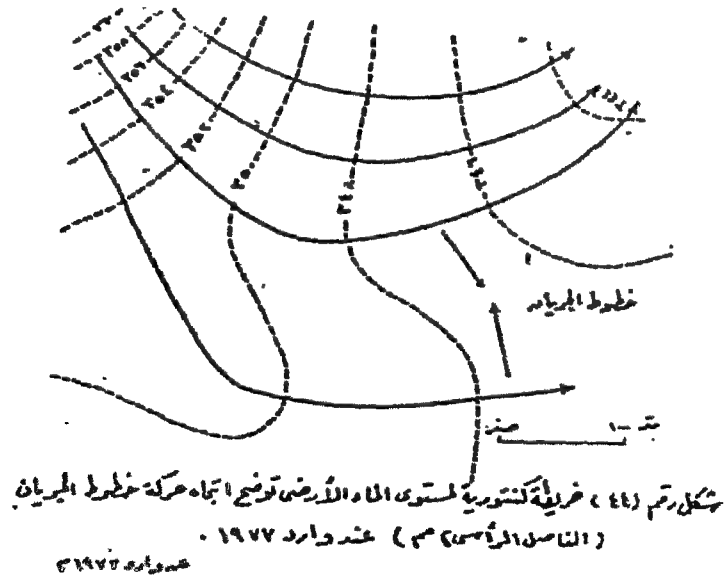
يطلق على المياه عندما تتحرك ببطء خلال النطاق المشبع بالمياه من قشرة الأرض بالتخلل Percolation والتخلل يعتمد أساساً على درجة الميل الهيدروليكي hydraulic gradient واتجاه المياه يتأثر بالعنق وتباين الصخور في درجة نفاذيتها بالإضافة الى ميل الطبقات الرسوبية - slope كما أن اختلاف درجة الضغط الهيدروستاتيكي على الماء تحت الأرضي يؤدي الى تحركه خلال الممرات وذلك من مناطق الضغط الأعلى تحت التلال الى مناطق الضغط الأقل تحت الأودية .

وجدير بالذكر أن التغير في ارتفاع مستوى الماء تحت الأرضي (تبعاً للتغيرات الفصلية في سقوط المطر) يكون أكبر تحت التلال منه تحت الأودية ، كما أن العمق الذي يتسرب اليه الماء من السطح يتباين من منطقة الى أخرى تبعاً للمسامية

والنفاذية المميزة لكل صخر ففى بعض الصخور المنفذة يصل الماء السطحي فى تخله الى أعماق بعيدة تصل الى آلاف الأمتار بينما فى الصخور غير المنفذة نجد أن القليل جداً من الماء يتجمع عند أعماق تتجاوز بضعة مئات من الأمتار وإذا كانت الممرات المنفذة تتجه مباشرة الى أسفل ، وذلك بسبب ميل الطبقات الصخرية المنفذة أو وجود منطقة تشقق ذات نفاذية عالية - فإن الماء قد يتجه الى أسفل نحو أعماق بعيدة . وفى الصخور النارية والمتحولة نجد أن النفاذية تكون أساساً وظيفية عدد وحجم الشقوق فلو كانت الشقوق نادرة أو غير موجودة فإن فرصة وجود مياه فى أعماق بعيدة تكون نادرة للغاية وعادة لا تزيد أعماق ما استطاع أن يتعمق منها عن بضعة عشرات من الأمتار .

وأما عن سرعة المياه تحت الأرضية فإنها تتوقف عادة على عدة عوامل أهمها حجم الحبيبات ومقدار النفاذية والضغط الهيدروليكي واختلافه من منطقة الى أخرى واختلاف درجة حرارة الماء والتي تؤثر بدورها على مقدار اللزوجة Viscosity شكل رقم (٤٤)

والمعادلة التالية وضعها د . أرسى D.Arcy سنة ١٩٥٦ لحساب سرعة المياه تحت الأرضية (٦) .



(٦) فخرى موسى وآخرون ، مرجع سبق ذكره ، ص ٢٣٣ .

Ward, W.H., 1945, The Stability of Natural Slopes, Geographical Journal, 105, p. 107-197

وهى تتلخص فيما يلى :

$$ع = \frac{م}{ل}$$

- ع = سرعة المياه تحت الأرضية بالمتري فى اليوم .
 م = مقدار ثابت يعتمد على نوع الطبقة التى تمر فيها المياه ويمكن إيجادها عن طريق التجارب العملية .
 ل = المسافة التى تنتقل اليها المياه مقاسة بالمتري .

وقد وجد أن متوسط السرعة خلال الرمال الناعمة (التى يتراوح حجم حبيباتها ما بين ٠.٠٥ , الى ٢.٥ مم) ٠.٢١ متر فى اليوم تزداد فى الرمال متوسطة الحجم (من ٢.٥ , الى ٥ مم) الى ٠.٣٥ . متراً فى اليوم وتصل الى أكثر من مترين خلال الرمال الخشنة Course Sands وإلى عشرة أمتار خلال الزلط والتكوينات الحصوية الأخرى .

وهناك معادلة أخرى لحساب سرعة المياه تحت الأرضية أوجدها هازن Hazen سنة ١٨٩٢ وأدخل فيها تأثير درجة الحرارة ، الخاصة بالماء على سرعته .
 ويجدر القول أن ما نحصل عليه من نتائج من المعادلتين السابقتين تمثل سرعة عمود من الماء له نفس مقطع الطبقة المنفذة التى يمر بها ، ولإيجاد السرعة الحقيقية للمياه التى تمر خلال مسام الطبقة المنفذة يجب الأخذ فى الاعتبار مقدار النفاذية فإذا رمزنا للسرعة خلال المسام بـ ع س وسرعة المياه تحت الأرضية بالرمز ع والنفذية بالرمز ف فإن

$$ع س = \frac{ع}{ف} \quad (٧)$$

تداخل الماء المالح

عندما يلتقى منسوب المياه تحت الأرضية بشاطئ بحر أو بحيرة أو مسطح مائى

(٧) للتفصيل يمكن الرجوع للمرجع السابق ص ٢٣٤ .

مما فإنه يأخذ شكل قطع ناقص وذلك لالتقاء مياه البحر المالحة بالمياه تحت الأرضية وتبدو المياه العذبة في شكل عدسة ضخمة ذات أوجه محدبة وسطحاً علوياً محدباً حيث تتركز فوق المياه المالحة الأكثر منها كثافة وكثيراً ما يحدث اختلاط بينهما في منطقة التقائهما وتبدو العدسة العذبة وكأنها طافية Floating فوق المياه المالحة حيث تدفعها الأخيرة إلى أعلى لتقع فوقها وتبلغ نسبة الكثافة بين المياه العذبة والمياه المالحة بصفة عامة ٤٠ إلى ٤١ ولو فرض أن منسوب الماء الجوفى عشرة أمتار فوق مستوى سطح البحر فإن قاع عدسة المياه العذبة يكون ٤٠٠ م تحت مستوى سطح البحر أى قدر ارتفاع منسوب المياه تحت الأرضية ٤٠ مرة (٨). وتمتد المياه تحت الأرضية العذبة تجاه البحر على بعد قليل من خط الشاطئ وعند ضخ مياه الآبار الملاصقة للساحل فإن الخط الفاصل بين الماء المالح والماء العذب يتزحزح إلى أعلى ولذلك يجب التوقف عن عمليات الضخ عند الوصول إلى منسوب المياه المالحة.

وتؤثر حركات المد والجزر Tide على منسوب المياه تحت الأرضية قرب مناطق الشواطئ حيث أن مستوى مياه الآبار الساحلية عادة ما يمتشى مع مستوى مياه المد أو أقل منه قليلاً ولذلك فعظم مياه الآبار الساحلية لها تأثير ضار بسبب ما يحتويه من أملاح الصوديوم والمغنسيوم وغيرها. وقد تمت دراسات عديدة على المياه تحت الأرضية في مناطق مختلفة من العالم ومنها شواطئ هولندا، ووجد أن هناك علاقة تربط بين كثافة الماء المالح وبين سمك الماء العذب الذى يطفو فوقه وهذه العلاقة يبينها القانون الآتى:

$$\frac{ع}{م} = \frac{ع}{(ث - ١)} \quad (٩)$$

ع = سمك طبقة الماء العذب فوق سطح البحر
م = سمك طبقة الماء العذب تحت سطح البحر

(A) Strahler, A.N., 1974, Physical Geography, John Wiley and Sons, London and New York, p. 275

(٩) يحيى محمد أنور ومحمد العربى فوزى ، مرجع سبق ذكره، ص ٢١٣.

العمليات الجيومورفية للمياه تحت الأرضية والأشكال الناتجة عنها :

الواقع أن اقتراب منسوب مستوى الماء الأرضى من السطح — بحيث يدخل في نطاق قدرة الخاصة الشعرية — ينتج عنه رفع الماء الى السطح حاملاً معه الأملاح الذائبة Solved Salts والتي تكون قشوراً ملحية بيضاء أو بنية اللون وقد يتسبب في حالات خاصة نتيجة لوقوف الماء الأرضى مدة طويلة تكون طبقة صماء في المنطقة الواقعة فوق سطح هذا المستوى مباشرة أثرتفاعلات حيوية وكيميائية في ظروف لا هوائية ينتج عنها تبادل الأصول القاعدية Base Exchange وهى الكالسيوم والصوديوم والبوتاسيوم بحيث تنتج في بعض الأحيان رواسب Deposits من الجبس (كاس أ ك) وفي البعض الآخر تظهر كربونات الصوديوم لتحول الطبقة الى طبقة غير منفذة . وقد وجد من تجارب على أعمدة من الأراضي المختلفة مشبعة بالماء Saturated with Water ومعرضة للتبخر evaporation أن أثر مستوى الماء الأرضى على رطوبة سطح التربة ينعدم في الأراضي الرملية الخشننة إذا ما زاد عمق المستوى فيها عن ٣٥ سم و ينعدم في الأراضي الرملية الناعمة والطميية الثقيلة على بعد ٧ و ٨ سم بالترتيب . وعلى هذا الأساس يمكن القول بأن مستوى الماء الأرضى يفقد أثره على الرطوبة في طبقة ما إذا زاد عمقه عنها بالمقادير سالفة الذكر.

والحقيقة أن أكبر تأثير للمياه تحت الأرضية يظهر في تلك المناطق من العالم التى تمتد بها مساحات كبيرة من الحجر الجيري والدولوميتى القابلة للإذابة Soluble والتي ينتج عنها أشكال مورفولوجية مميزة تعكس بوضوح الظروف الليثولوجية Lithological Conditions

والحجر الجيري صخر كلسى يذوب مع المياه الأرضية التى تحتوى على حمض الكربونيك Carbonic Acid وينتج عن ذلك العديد من أشكال سطح الأرضى التى يطلق عليها ظاهرات الكارست نسبة الى اقليم كارست بشبه جزيرة استريا بيوغوسلافيا على البحر الأدرياتي والذى تتمثل فيه معظم ظاهرات سطح الأرض الكارستية ونظراً الى أن الحجر الجيري من أكثر صخور قشرة الأرض انتشاراً فإن الظاهرات الشبيهة بالكارست Karst like توجد في العديد من أجزاء العالم من المناطق المدارية مثل جاميكا وفيتنام الى الأقاليم المعتدلة مثل الوسط الغربى

ث = كثافة ماء البحر في المنطقة

١ = كثافة الماء العذب .

معنى ذلك أن ثقل عمود طوله م (من الماء المالح) يساوى ثقل عمود طوله ع + م من الماء العذب أى أن :

$$م \times ث = (ع + م) \times ١ \text{ أو } م \times ث = (ع + م) \times ١$$

$$\text{أى أن } ع = \frac{م \times ث}{١ - م}$$

وكما عرفنا أن مستوى الماء الأرضى يتمشى مع الملامح الطبوغرافية فعنى ذلك أنه يزداد ارتفاعاً مع ارتفاع سطح الأرض وبالتالي فإن ع (سمك الطبقة العذبة) تكبر مع ارتفاع السطح قرب الشاطئ وعكس ذلك في المناطق المنخفضة وقد أدرك الرومان ذلك في حفر آبارهم على الساحل الشمالى غرب الاسكندرية (ساحل مريوط) فقد تركوا بطون الأودية وحفروا آبارهم في جوانب التلال المرتفعة بحيث يصل قاع البئر تحت مستوى الماء العذب بقليل ومدوا خنادق طولية — فوجارات يجمع فيها مياه هذه الآبار لترفع بآلات الرفع التى عرفت في تلك العصور وما زالت الآبار التى حفرها الرومان منتشرة حتى الوقت الحاضر على طول الساحل الشمالى غربى مدينة الاسكندرية وفي مناطق كثيرة من العالم .

وفي نطاق الكثبان الساحلية يتراكم ماء المطر المتسرب مكوناً طبقة رقيقة من المياه العذبة جاثمة فوق ماء البحر المالح المتسرب ولذلك يستخدم في رفعها طلمبات خفيفة وتحفر الآبار الضحلة حتى لا تنضم ماء البحر المالح وتعرف الآبار الضحلة قرب الساحل الشمالى في مصر بالمعاطن واذا ما بعدت جنوباً تتميز بالعمق و يطلق عليها السوانى (١٠) مثل سوانى سمالوس بين العلمين وسيدى عبد الرحمن وسانية القصية شرق مطروح كما تنتشر مثل هذه الآبار على طول الساحل الشمالى لشبه جزيرة سيناء وعلى طول ساحل البحر الأحمر .

(١٠) جمال حمدان ، شخصية مصر : دراسة في عبقرية المكان ، ج١ ، القاهرة ١٩٨٠ ، ص ٩٦٦ .

للولايات المتحدة الأمريكية الى المناطق القطبية مثل جزيرة ساوث هامبتون شمال كندا .

ومع أن تطور الاشكال يتباين من مكان الى آخر فإن الوصف التالى يشير الى الأشكال النموذجية المرتبطة بإقليم الكارست والبيئات المعتدلة المتشابهة .

فع اختفاء وغياب المياه السطحية تظل أشكال سطح الأرض الكارستية النموذجية Karst landscapes فالصخر الجيرى المنفذ والمسامى يسمح للماء أن يرشح فى الأرض بصورة سريعة كما أن تركيز وحركة الماء الأرضى ينتج عنه النحت الكيماوى Corrosion or Chemical Erosion خلال شقوق وفجوات الحجر الجيرى سواء أعلى أو أسفل منسوب سطح الماء الأرضى وعندما يذوب الحجر الجيرى فإنه يتطور فى أشكال مختلفة من فجوات وقنوات تحتية وكهوف Caves وسواء تكونت هذه الأشكال أسفل أو أعلى منسوب المياه تحت الأرضية— فإن هناك بلا شك عوامل قد لعبت دورها فى تكوينها تتمثل أساساً فى أنواع الصخور والبناء الجيولوجى Geological Structures والطباقية Stratigraphy والعمر الزمنى للعامل المورفولوجى وغيرها .

وفى اى دراسة تفصيلية لأهم الأشكال الكارستية :

١ — ظاهرة الحفر العميقة (القشعات) Sinkholes

عادة ماتظهر فى المناطق الجيرية الرطبة وتعد من أكثر الظواهرات المورفولوجية بتلك المناطق حيث نتجت أساساً عن التحليل الكيماوى الذى يحدث قرب أو عند السطح والقشعات تختلف فى مساحتها وأعماقها وأشكالها من منطقة الى أخرى وتبدو كمنخفضات سطحية فى الحجر الجيرى والكثير منها يمتلىء بالرواسب القادمة من جوانب التلال القريبة وبعضها ذو جوانب شديدة الانحدار يتميز بالعمق الكبير عادة ماتتخير مناطق معينة مثل تقاطع المفاصل الصخرية حيث تحولها عملية الإذابة بالتدريج الى حفر ويتوقف شكلها على الخصائص البنائية الثانوية لصخور المنطقة كما أنها قد تنتج من انهيار كهوف صغيرة ينتج عنها حفر صغيرة تعرف بالـ Doline وإذا ما كانت ناتجة عن إنبهارات كبيرة الحجم ينتج عنها منخفضات ذات حوائط شديدة الانحدار Large Steep Walled Dep

ression-تسمى أوفالا uvala وقد تنتج الأوفالا أيضاً من اتصال العديد من الحفر الصغيرة Dolines ببعضها و يتراوح عرض الأوفالا في مرحلة النضج التام ما بين ٦٠ الى ٣٠٠ م عرضاً ما بين ٩ الى ٤٥ متراً في العمق .
وعموماً تنقسم القشعات الى نوعين النوع الأول و يعرف باسم قشعات للإذابة Sinkholes حيث تنتج عن عملية اذابة تدريجية للصخور السطحية تأخذ صورة قعية (١١) يطلق عليها أسماء محلية مثل Swallet, Swallohole, Sinkhole ودوليناس Dolines أما النوع الثاني فيعرف بحفر الانهيار أو القشعات الكهفية Cavernous Sinkholes حيث تتم عملية تقويض سفلى Undercutting للتكوينات التحتية بفعل الإذابة فتتآكل الصخور العلوية السطحية المكونة من الحجر الجيري وقد تتصل هذه الحفر ببعضها ببعض وتتكون بالوعات مركبة كما قد ينتج عن الهبوط أحواض طويلة تتميز بجوانبها شديدة الانحدار والتي تبدو في صورة جروف يطلق عليها في ساحل دلماشيا في يوغوسلافيا اسم بولج Polije (شكل ٤٥) يوضح انهيار متسع في سقف أحد الكهوف يكشف عن مجرى مائي ينساب فوق تكوينات طينية يمكن زراعتها وعادة ما تتميز الأنهار التي تنصرف في القشعات بأنها تجري وسط سلسلة من الكهوف المتداخلة ، كما هو الحال في كهف ماموث بولاية كنتكي الأمريكية .

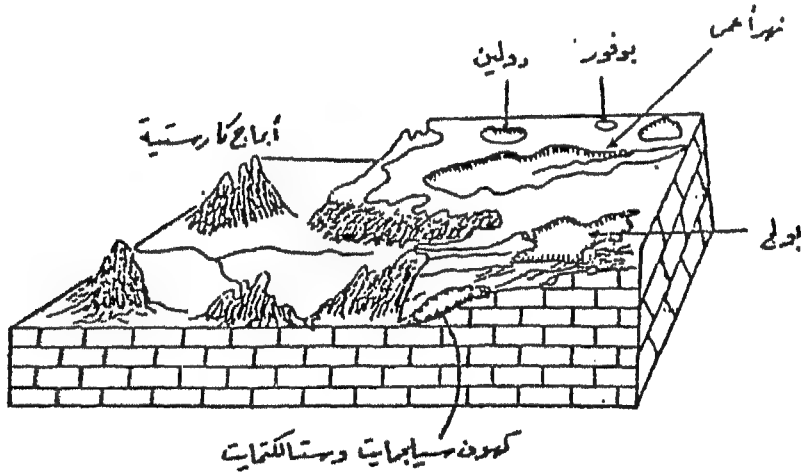
٢ - الكهوف وما بها من ظاهرات جيومورفية :

تظهر الكهوف الضخمة في المناطق الجيرية ومن أمثلتها الشهيرة كهف ماموث Mammoth Cave في ولاية كنتكي بالولايات المتحدة والذي يبلغ طوله نحو ٣١٥ كيلومتر (١٩٧ ميلاً) (١٢) وكهوف ماجوركين Major Can في جزر البليار وكهوف كارلسباد بنيومكسيكو والذي يبلغ طوله ٤٠٠٠ قدم وعرضه ٦٠٠ قدم وارتفاعه نحو نصف عرضه . وتعد هذه الكهوف في الواقع مناطق لاعادة ترسيب الكربونات وتكوينات الأوز Ozes في الشقوق المنتشرة بأسقفها وحوائطها فتتكون بها الصواعد upward growing stalagites والنوازل

(١١) جودة حسنين جودة ، معالم سطح الارض ، الطبعة الخامسة ، الاسكندرية ، ١٩٧٩ ، ص ٢٨٧ .

(١٢) حسن سيد أبو العينين ، أصول الجيومورفولوجيا ، ط ٣ ، الاسكندرية ١٩٧٦ ، ص ٤٩٩ .

downward growing stalagmites والتي أحيانا ما تتصل ببعضها .
 لتتكون أعمدة طبيعية كما يظهر من شكل (٤٥) حيث يتشابك عمودان ويتكون
 عمود واحد يتميز بسمكه الكبير يسمى بالعمود الجيرى Travertine Peller
 كما توجد أعمدة تنمو في وضع أفقى أو تنمو في وضع مائل على هيئة خطوط مائلة
 يطلق عليها الهاليتايت Halictite وتنتج كل هذه الظواهر داخل الكهوف
 نتيجة لتبخر جزء من الماء الذى ينساب بداخلها فعندما ينساب الماء على قاع
 الكهف فإن بعضه يتبخر وتتراكم الرواسب الجيرية مكونة الصواعد وعندما يتبخر
 على السقف تتكون النوازل حيث يرتبط بعملية التبخر تكون عقد من كربونات
 الكالسيوم المترسبة في المواضع سالفة الذكر . ورواسب الكهوف عادة ما تأخذ
 اللون الضارب الى البياض Whitish ولكن يزداد لونها غمقة عندما تزداد نسبة
 أكاسيد الحديد والمغنسيوم والنحاس بها وبالإضافة الى الترافرتين (١٣) العادى
 وتكوينات الأوز قد تغطى النباتات بطبقة جديدة من الرواسب تاركة في النهاية
 صخر اسفنجى Spongy Rock (الطوفا) ذات تكوينات عضوية .



شكل رقم (٤٥)

(١٣) ينتج الترافرتين عن ترسيب طبقات من رواسب كربونية رقيقة حيث تتبخر غرشات المياه على قيعان الكهوف .

والجدير بالذكر أن الأنهار الباطنية Blind Valleys تقوم بنفس الدور الذى تقوم به الأنهار السطحية من نحت كيماوى ونحت ميكانيكى Corrosion وقد قال بهذا العديد من الجيومورفولوجيين أمثال لا باران ولوبك Lobeck حيث توجد العديد من الدلائل التى تؤيد هذا الرأى مثل ظهور بعض تكوينات الصلصال والحصى والطين فى قيعان المجارى المائية الجوفية كما توجد ظاهرة الحفر الوعائية Pot Holes فى قيعان الكهوف والمغارات والأنهار العمياء التى تختفى فى الباطن عند دخولها اقليم يتكون من صخور الحجر الجيرى تعود فتظهر على السطح مرة أخرى عندما تتقابل وصلات Junctions الحجر الجيرى والطبقة غير المنفذة للماء بسطح الأرض الخارجى .

والكهوف بطبيعتها تعد ممرات مخفية تحت سطح الأرض مقفلة أثر المفاصل والشقوق الصخرية والأخيرة تحدد انماط الكهوف وأشكالها المختلفة وجدير بالذكر أن الانسان القديم فى فترات ما قبل التاريخ Prehistoric Periods سكن العديد من هذه الكهوف تاركاً عظامه وأدواته تغطيها رواسب الجير والرماد كما هو الحال فى كهوف شمال أسبانيا وهضبة فرنسا الوسطى وغيرها حيث وجدت بها نقوش ترجع لفترات تتراوح ما بين ١٢ الى ٢٥ ألف سنة قبل الميلاد .

٣- البوجاز Bogoz (السطح الجيرى المشرش)

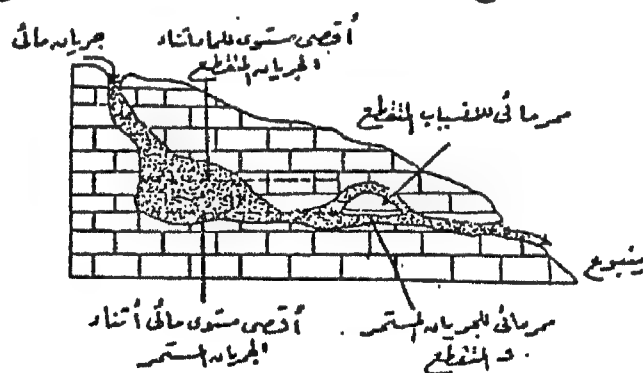
وتظهر هذه الملامح الجيومورفية فى المناطق الجيرية التى تختفى من فوقها الغطاءات النباتية والتى تتميز بتضرسها حيث تتسرب مياه المطر فى الشقوق فتزيد بها اتساعاً بشكل متتابع ليتحول المظهر الجيومورفولوجى الى سطوح منفصلة ومشرشرة ومن العوامل التى تساعد على نشأتها أيضاً عدم انتظام السطح وكثرة المفاصل ونفاذية الصخر ومن أكثر المناطق التى تظهر بها السطوح الجيرية المشرشرة أو البوجاز منطقة الحجر الجيرى الكربونى فى يور كشير وفى منطقة الكارست اليوغسلافية تطلق عليه Clints فى انجلترا ، Lapies فى فرنسا ، وفى المانيا يسمى Karren .

وقبل الانتهاء من هذا الموضوع يجدر القول أن الآثار الطبيعية للمياه تحت الأرضية لا تقتصر على ظاهرات الكارست فحسب بل تمتد الى خلق ملامح مميزة

مثل الينابيع الحارة والنافورات Geysers وإذا كانت الملامح الحارستيه قد
نشبت عن مياه جوفية Meteoric فإن النافورات والينابيع قد نتجت أساساً من
المياه النشطة Juvenile والتي كانت قد تكونت خلال قشرة الأرض لأسباب
كيميائية بإحتكاكها بالصخور الحارة والمagma وهي لا تعد ضمن الدورة
الهيدروغرافية الا إذا ظهرت كنافورات و ينابيع حارة ومناطق كثيرة من العالم
تشتهر بنافوراتها الضخمة والينابيع من شمال كاليفورنيا بالولايات المتحدة
الأمريكية والجزء الشمالي من جزيرة نيوزيلاند وبعض جزر الوشيان وجزر
اليابان وإيسلاند وصفلية وغيرها .

ومما يوضح أهمية هذه العيون الحارة في تغيير اللاندسكيب الطبيعي أن ينابيع
أولد فيثفول Old Faithful Spings في يلوستون ناشونال بارك بالولايات
المتحدة تندفع منها كميات من المياه تتراوح ما بين ١٠ الى ١٢ ألف جالون في
الساعة تصحبها انفجارات شديدة ويمكن استغلال هذه المياه الحارة في توليد الطاقة
كما هو الحال في العديد من الدول مثل الولايات المتحدة وإيسلندا ونيوزيلاند
وغيرها وسوف يزداد هذا الاستغلال في المستقبل مع تطور الوسائل التكنولوجية
التي يشهدها العالم .

و يبدو أثر الينابيع والعيون الطبيعية Springs في تشكيل سطح الأرض فيما



شكل رقم (٤٦) الينابيع المتقطع

Inter Mitten Spring

يعرف برواسب الترافرتين والتي تظهر حول العديد من هذه العيون بعد تبخر المياه قرب السطح وتمثل مظهرها مورفولوجيا مميزاً وكثيراً ما يوجد في مناطق صحراوية في الوقت الحاضر كدليل على وجود آبار وعيون في فترات سابقة في تلك المواضع الحالية ، (شكل ٤٦). كما يلعب التقويض الينبوعى Spring sapping دوراً جيومورفولوجياً هاماً ، و يقصد به التعرية والنحت حول موضع تفجر الينبوع و يقوم بدور هام في تطور الأودية النهرية في الأجزاء العليا منها upstream حيث يساعد في نموها طويلاً نحو المنابع كما يعد عاملاً هاماً في تطور ونمو حافات الوادى الجاف وتبرز ظاهرة التقويض الينبوعى في كثير من المناطق الصحراوية التي تنتشر فيها الينابيع والعيون الطبيعية ومن أمثلة ذلك عين الهيت قرب مدينة الرياض حيث يوجد مستوى الماء الأرضى على عمق أكثر من مائة وثلاثون متراً من السطح و يبدو من المظهر العام للمنطقة حدوث هبوط في الطبقات السفلى بسبب تشبعها بالمياه (وذلك لارتفاع مساميتها) مما أدى بالتالى الى حدوث تصدع في الطبقات العليا للحافة التى تعلو موضع العين والتي تكون بعضها من صخور سليكية شديدة التماسك والمنطقة كلها من صخور كريتاسية جيرية وطباشيرية مع تداخل رقائى من الصخور السليكية سالفة الذكر .

الفصل السادس

الرياح وعملها الجيومورفولوجي
والأشكال الناتجة عنها

أولاً : النحت بفعل الرياح

— الظاهرات الناتجة عن النحت بفعل الرياح

ثانياً : عمليات النقل بفعل الرياح

ثالثاً : عمليات الارساب بفعل الرياح

— الظاهرات الناتجة عن الارساب بفعل الرياح

الفصل السادس

الرياح وعملها الجيومورفولوجي والأشكال الناتجة عنها

دور الرياح في تشكيل سطح الأرض

تلعب الرياح دورها الجيومورفولوجي الهام بصورة مباشرة خاصة في الأقاليم الجافة والمناطق الساحلية .

والواقع أن الملامح المورفولوجية الرئيسية التي تتركها الرياح في تلك المناطق تعكس بوضوح خصائصها من حيث السرعة والاتجاه ، ولذلك فن الأهمر الضرورية عند دراسة تلك الملامح التي تعتمد على العمليات الهوائية الاهتمام بقياس سرعة واتجاه الرياح وهذه القياسات متوافرة في محطات الارصاد حيث أجهزة الاينموجرافى Anemograph الخاصة بالتسجيلات المستمرة للرياح كما يوجد جهاز الانيمومتر اليدوى Hard Anemograph وهو خاص بتسجيل تباين سرعة وقوة الرياح مع الارتفاع كما أنه من المفيد أيضاً في هذا المجال الحصول على معلومات ترتبط بنظام سيادة الرياح من خلال عمل محطة الرياح وقد أوجد لاندسبرج Landsberg سنة ١٩٥٦ معادلة توضح العلاقة القوية بين محطة الرياح واتجاه الكثبان في نمط محدد ثابت (١) .

وكما سنرى فيما بعد فإن هناك خمسة عوامل رئيسية — بالإضافة الى بعض العوامل الأقل أهمية . تشترك في تحديد الخصائص المميزة للأشكال الناتجة عن العمليات الهوائية تتمثل في سرعة الرياح ومدى اضطرابها ، خشونة السطح

(1) Warren, A., 1979. Acolian Processes, in Processes in Geomorphology edited by Embleton, C., and Thornes, J., John Wiley, London, p. 285

Surface roughness تلاحم التكوينات السطحية Cohesion واحجامها وخصائص الغطاءات النباتية والتي كلما تميزت بتناثرها وقلتها ساعد ذلك كثيراً في قوة تأثير الرياح على سطح الأرض .

أولاً : النحت بفعل الرياح :

وجد من تجارب معملية أن هناك ارتداد للرياح عكس اتجاه هبوبها ينتج عن احتكاكها بالسطح وحيثما تكون هادئة وتهب فوق سطح يتميز بعدم خشونته فإن تيار الهواء يبدو مترصفاً Laminer بمعنى أن يكون منتشراً على مسطح أرضي متسع نسبياً مما يجعل العمل المورفولوجي محدوداً . وعادة الرياح المؤثرة هي الرياح السريعة المضطربة أو الجزء الأعظم من الطاقة المبذولة على السطح يفقد في صور مختلفة وبعضها يقوم برفع ونقل الذرات .

والواقع أن رفع الذرات أو جرها يتم حينما يتغلب كل من الرفع والقص Shear والتصادم الناتج عن القذف Ballistic Impact على كل من الجاذبية Gravity، الالتحام Cohesion والاحتكاك Friction

وفيما يلي دراسة لكل من هذه العوامل ودورها في عمليات تحريك الرواسب بفعل الرياح .

١ - الرفع (٢) :

يحدث رفع الذرة في الهواء في وضع رأسى وذلك نتيجة لانخفاض الضغط الاستاتيكي فوق قمتها عنه في كلا جانبيها المواجه للرياح والمظاهر لها ، وهذه الحركة الرأسية للذرة تشبه ما يحدث للطائرة عند بداية تحريكها حيث أن الهواء مع السرعة الشديدة ينخفض ضغطه وهذا ما يعرف بأثر أو مفعول برونولي Bernouly Effect ويبدو هذا الأثر واضحاً في حالة الذرات عند تحريكها اذا أدركنا التباين الشديد بين حركة الهواء البطيئة للغاية خلال الفراغات البينية

(3) Cook, R.U., and Doornkamp, J.C., 1974, Geomorphology in Environmental Management - An Introduction, Oxford, p. 53.

للذرات وحركة الهواء فوقها مما يساعد على انخفاض الضغط أعلاها وبذلك ترتفع الذرات في بداية الأمر في صورة رأسية الى أن تدخل مجال الرياح السريعة فتسطح مساراتها وحيثما ينتهى أثر القوة التى أدت الى رفعها تبدأ الحبيبات في التساقط بسبب وضوح أثر الجاذبية وعند اصطدامها بسطح الأرض قد ترتفع مرة أخرى في الهواء عن طريق القفز Saltation أو تصطدم بذرات أخرى فترتفع بالتالى بالاندفاع أو القفز^(٣).

٢ - القص

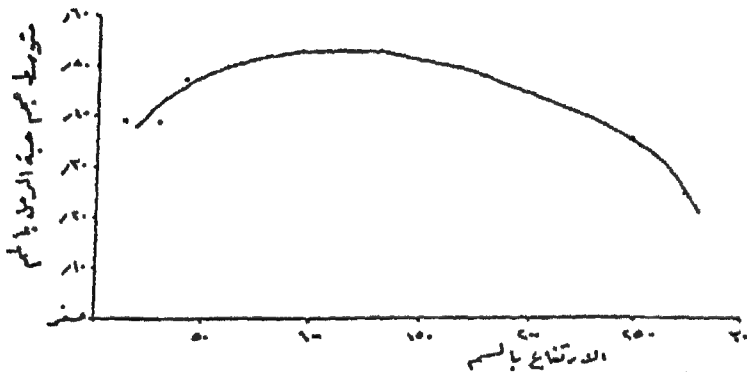
يطلق عليه علماء البدولوجى قوة الجزو يعد في الواقع قوة الدفع الرئيسية في نقل الذرات بواسطة الرياح حيث يحدث القص على السطح بمفهوم بسيط نتيجة لاختلاف الضغط على كلا جانبي الذرة فتتحرك الى الأمام ويستثنى من القص الذرات الدقيقة التى تحتوى بين الذرات الأكبر حجماً كالرمال الخشنة أو الحصى وإذا كانت الذرة تتدحرج فوق ذرة أكبر منها حجماً فإن القص يؤدي الى رفعها وتحركها الى الأمام وقد لاحظ باجنولد هذه الحركة الأمامية للذرة قبل رفعها وذلك من خلال تجاربه العملية وجدير بالذكر أن الأسطح الناعمة تساعد كثيراً عمليات القص فالذرات الدقيقة من الصعب عليها مقاومة قوة القص shear strength إذا كانت تتركز فوق سطح شديد النعومة حيث لا تجد حصى أكبر حجماً يمكنها أن تحتوى في فراغاته البينية .

و يتأثر القص مثلما الحال مع الرفع بالدوامات الهوائية والتي كثيراً ما تحدث في الرياح التي تهب فوق سطوح حصوية خشنة وتولد أحياناً ذبذبات في السرعة والضغط على السطح تنعكس على الحبيبات المتراكمة فوقه والتي تستجيب بسرعة واضحة لتلك الذبذبات وتتحرك بصورة فجائية في جيوب من الضغط المنخفض وحيث يتفوق القص على الاحتكاك تبدأ حركة عامة للحبيبات يطلق عليها عملية الجر أو السحب بفعل الرياح Wind Entrainment.

٣) Ibid, p. 55

٣- التصادم بالقذف :

وحيث يتم في بداية الأمر تحرك كميات محدودة من الذرات فإنه يعقبها بعد ذلك تحرك أغلب الحبيبات المنقولة عن طريق التصادم الناتج عن القذف والمقصود بهذا أنه عندما تتساقط الحبيبات التي تم رفعها بتأثير الجاذبية وتلاشى القوة التي أدت إلى رفعها فإنها تصطدم بالسطح أو بالذرات التي قد تكون مستقرة أو زاحفة ببطء ينتج عن ذلك التحرك بالقفز Saltation (٤) أو الاندفاع وقد يصل ارتفاع المسار المنحني للذرات القافزة Trajectory إلى مترين معتمداً أساساً في ارتفاعه على حجم الذرات وخشونة السطح حيث توجد بصفة عامة علاقة عكسية بين ارتفاع الذرات القافزة وأحجامها كما يبلغ طول المسار المنحني للذرة في الظروف العادية عشرة أمثال الارتفاع عن سطح الأرض كما يوضحه شكل (٤٧) وحيث ترفع حبه أو حبتين في الهواء يعقب ذلك تكون منطقة نشاط واثارة لباقي الحبيبات ويطلق على هذه العملية Avalanching وعموماً فإن معدل الحركة والبرى يزداد كلما زادت كميات المواد السائبة على السطح.



شكل (٤٧) العلاقة بين الارتفاع وحجم الذرة في حالة القفز داخل مسابة رملية .

(4) Ibid. p. 55

والعمليات الثلاث سابقة الذكر تعد عمليات رئيسية في تحرك الرواسب ولكي يكون تأثيرها واضحاً لابد أن تتغلب على العناصر الثلاث التالية والتي تعمل بدورها على استنفاد جزء كبير من طاقة الرياح وتضعف من أثرها وتقلل من امكانية تحريك الحبيبات وهي: ١ - الجاذبية Gravity حيث يعد المسار المنحني للذرة القافزة في الهواء انعكاساً واضحاً للعلاقة بين سرعة وقوة الرياح ، وحجم الذرة والجاذبية الأرضية . وسقوط الحبيبات على الأرض يعني تفوق الجاذبية على قوى الرفع والقص وإذا افترضنا وجود ذرات بنفس الكثافة النوعية Specific Gravity في هواء متجانس في كثافته النوعية أيضاً فإن حجم الحبيبات هو الذي يلعب دوره في هذه الحالة مع الجاذبية الأرضية بمعنى آخر أن قوة الجاذبية تقاوم الحركة في هذه الحالة تبعاً لاختلاف حجم الذرات .

وجدير بالذكر هنا أن أغلب الرمال تتكون من الكوارتز (كثافته النوعية ٢,٦٥ جرام في السنتيمتر المكعب) وإن كانت الرمال كثيراً ما تختلط بمعادن أثقل مثل الماجنيت أو أخف مثل الجبس كما يتميز الصلصال عادة بأن كثافته النوعية أقل من الرمال وكذلك الحال مع المواد العضوية .

فبالنسبة للذرات التي تتميز بالتجانس في كثافتها النوعية نجد هناك علاقة مباشرة بين حجم الذرات وسرعة الرياح المطلوبة لبدء تحريكها فالذرات ذات الأقطار أكبر من ١ مم تتطلب رياح شديدة لكي تتحرك وعادة ما تتحرك مع رياح تهب في تيار سريع بين عقبتين و يرى شيبيل Chepil أن نحت المواد الصخرية يزداد معدله إذا قلت نسبة الذرات التي تزيد أقطارها عن ٨٤ , مم (°) .

٤ - التلاحم Cohesion يعد التلاحم بين الذرات القوة الرئيسية بعد الجاذبية التي تقاوم عمليات النحت والجربفعل الرياح وعادة ما يكون التلاحم أو التماسك بين الذرات الأقل من ١ , مم كبيراً حيث تتميز تلك الذرات بعدم انتظام شكلها كما أنها تبدو مفرطحة platy مما يساعد على تماسكها بعضاً .

(٥) Ibid, pp. 55-56

ال. مض ، وتلعب الرطوبة دورها الكبير في تماسك الذرات الدقيقة كالصلصال والسلت (الغرين) حيث تتسرب فيها المياه ببطء وبالتالي تحتفظ بها فترة طويلة عكس الحال مع انذرات الكبيرة الحجم كالرمال والتي تتميز باتساع نسبي للم فراغات البينية مما يجعل المياه تتسرب خلالها بمعدل سريع وتنفذ بالتالي بمعدل أسرع من الذرات الدقيقة . وتكون مقاومة ذرات الصلصال والغرين كبيرة أمام عمليات النحت الهوائي في حالة تشبعها بالرطوبة بينما نجد أنها عندما تجف تضعف وتصبح صيداً سهلاً للرياح وتكوينات تربة اللويس واسعة الانتشار تعد دليلاً واضحاً على ذلك . وجدير بالذكر أن قدرة التكوينات الغرينية والصلصالية على مقاومة النحت تعتمد أيضاً على نسبتها إلى بعضها ونسبتها إلى ذرات الرمال فيذكر كل من شيل ووردروف Woodruff أن اختلاط الصلصال بالرمال أكثر صلابة ومقاومة للنحت الهوائي من اختلاط الغرين بالرمال ويذكر أن أكثر التكوينات المتلاحمة مقاومة للنحت وأكثرها ثباتاً هي التي تتكون من نحو ٢٠-٣٠% صلصال و ٤٠-٥٠% غرين و ٢٠-٤٠% رمال والتلاحم هنا يختلف عن التلاحم في الصخور الرسوبية أو النارية القديمة والتي لا تتعرض لنحت الرياح سوى الأجزاء الخارجية منها .

٥- الاحتكاك (Friction)

يعد احتكاك الرياح والحبيبات لسطح الأرض مجهوداً إضافياً مبدولاً في عكس اتجاه حركة الجرسائفة ويضيف مقاومة بجانب الجاذبية والتلاحم بين الذرات ويؤدي الاحتكاك بالسطح إلى تبديد جزء كبير من طاقة الرياح وتحولها إلى حرارة قرب السطح وهذا يشبه ما يحدث لمياه الأنهار عند احتكاكها بالقاع أو جوانب النهر وكذلك للأمواج عند اقترابها من الأجزاء الضحلة أمام السواحل حيث يؤدي احتكاك قاعها بالسطح إلى تكسرها .

(٦) يعتمد الاحتكاك كعامل مقاوم للحركة بصفه عامه على مساحة الاحتكاك ، كما يتناسب مع الكتلة المتحركة ، والاحتكاك نوعان هما : الأول- الاحتكاك الناتج عن الانزلاق وهو الأكثر أهمية ، وهذا النوع من الاحتكاك ينقسم إلى فرعين هما : أ- الاحتكاك الاستاتيكي وهو ما يجب التغلب عليه لتبدأ حركة الأشياء ب- الاحتكاك الديناميكي وهو المطلوب لاندولق سطح فوق آخر والثاني : هو الاحتكاك الناتج عن التدحرج .

ونظام النحت الهوائي يرتبط أساساً بثلاثة متغيرات رئيسية تتمثل في رطوبة التربة وقد أشير إليها آنفاً فاحتواء التكوينات الصخرية على المياه يحد كثيراً من قدرة الرياح على النحت والرطوبة في حد ذاتها تتجدد بظروف المناخ السائدة في المنطقة ثم خشونة السطح وامتداده فكلما زادت خشونة السطح زاد تأثيره في الحد من سرعة الرياح عكس الحال مع الأسطح الناعمة أو الملساء خاصة إذا كانت تتكون من مواد أقل استجابة لعمليات النحت وكلما زاد طول المسطح الذي يهب عليه تيار هوائي (Fetch كما في حالة الأمواج) كلما زادت قدرة الرياح على النحت . والمتغير الثالث وهو النبات الذي يؤثر على طبيعة نحت الرياح في صور عديدة فنسبة الغطاء النباتي إلى المساحة الكلية لمنطقة معينة تتحكم في المسطح من الأرض المعرض للنحت فكلما زادت هذه النسبة قلت المساحة المكشوفة والتي يمكن للرياح أن تؤثر فيها بوضوح كما أن النبات في حد ذاته يزيد من خشونة السطح وبالتالي يقلل من النحت الهوائي .

وبصفة عامة بزيادة ارتفاع النباتات وزيادة المساحة التي تغطيها من السطح تقل سرعة الرياح . كما يعمل النبات أيضاً على حماية السطح وإضافة مواد عضوية تساعد على تماسك الذرات ووجود تكوينات اللويس المنتشرة على مساحة واسعة شمال الصين ترجع إلى اقتطاع مساحات كبيرة من الغابات التي كانت تنتشر فوقها مما عرضها لعمليات النحت الهوائي بجانب النحت المائي وتبدو في صورة أرض وعرة أو ما يعرف بادلاند Badland .

ويلاحظ أن المتغيرات العديدة في نظام النحت الهوائي تختلف من حيث كونها دائمة أو متغيرة فخصائص الرياح (من سرعة واتجاه وغيرها) وتماسك الذرات أو تفككها ، وجود البقايا العضوية والرطوبة في التربة كل هذه المتغيرات Variables يمكن أن تتغير من فترة زمنية إلى أخرى وعلى العكس فإن الخصائص النسيجية للمواد السطحية تتميز بالثبات النسبي إذا لم تتعدل بفعل التجوية والنحت أو بفعل العمليات الزراعية وغيرها التي يقوم بها الإنسان .

الظواهر الناتجة عن النحت بفعل الرياح :

يظهر العديد من الظواهر الناتجة عن نحت الرياح يتمثل أهمها فيما يلي :

١- الأرصفة الصحراوية

تبدو كمنطقات متسعة ومستوية نسبياً يغطي سطحها طبقة رقيقة من الرمال الخشنة المختلطة برمال ناعمة (قطر الحبة نحو ٠,٠٦ مم) وتعد الأرصفة الصحراوية دليلاً واضحاً على دور الرياح الهام كعامل نحت في المناطق الجافة وقد لوحظ من خلال إحدى التجارب العملية التي قام بها باجنولد تركيز المواد الخشنة على سطح رملي تعرض لتيار هوائي حيث اندفعت الرمال متوسطة الحجم (٠,٣ مم) أمام حبيبات الرمال الخشنة بينما استقرت حبيبات الرمال الناعمة (٠,٠٦ مم) محتمية بين الذرات الخشنة (أكبر من ٠,٥ مم) التي يصعب تحريكها إلا برياح قوية. ومن هنا تظهر الأسطح التي تتكون من رمال خشنة مختلطة برمال ناعمة مع ندرة أو اختفاء الرمال متوسطة الحجم وذلك في العديد من المناطق الصحراوية والمعروفة بصفة عامة باسم stony والتي تأخذ اسماً محلية مثل السرير في ليبيا والرق في الجزائر وسهول الجيبر Gibber Plains في أستراليا.

٢- ثقب الرياح

تظهر سطوح ثابتة مكونة من مواد متلاحمة يبدو عليها التحزز Groovings الناتج عن البرى الهوائي بوضوح ظاهر في أشكال ابروديناميكية يطلق عليها مصطلح Ventifacts حيث تقوم الرياح بما تحمله من مفتتات يبرى السطوح الصخرية المتماسكة، وكثيراً ما تظهر سطوح صخرية ملساء يصل فوقها معدل النحت بفعل الرياح الى أدنى حد له وقد يزداد Abrassions بفعل الرمال المثارة في الشتاء بهبوب رياح شديدة البرودة وذلك في بعض المناطق بالعروض العليا تحمل معها مياه متجمدة (مثل البرد) تكون في صلابه الصخور وتساعد الرياح على البرى، ففي الوادى الجاف في إقليم فكتوريا الجنوبي بأنتاركتيكا وجد أن الحجر الرملي يتميز بأسطح ملساء كثيرة التحزز بسبب برى الرياح شديدة البرودة.

وحيث تزيل الرياح الرمال الدقيقة من فوق الاسطح الصخرية فانها تترك تكوينات حصوية خشنة بعضها هرمى الشكل Three Facetted يطلق عليه الاسم الالمانى Driekanter وبعضها ذو حافة حادة تمثل تقاطعا بين وجهين

تسمى Eikanter والاخيرة تشبه ثمرة البندق البرازيلي وان كان حتى الان لم يستقر رأى نهائى عن كيفية تكون هذه الاشكال الحصوية هل هى نتاج فعل الرياح ؟ أم انها نتيجة لعوامل أخرى كالتفكك الميكانيكى (شكل ٤٨) .

فقد رأى سوجدن Sugden سنة ١٩٧٤ عند دراسته لمثل هذه التكوينات من الحصى فى الرواسب الحديثة جنوب العراق ، أن أوجه هذا الحصى ناتجة عن عمليات التكسر Fracturing كما يرى Glennie نتيجة لدراسته لمثل هذه التكوينات فى صحراء عمان سنة ١٩٧٠ (٧) أنه ليس هناك اتجاهها محدد لوجه الحصى حاد الزوايا بمعنى أنها لا تأخذ شكلا معيناً .

هناك العديد من الدراسات الحقلية والتجارب العملية الخاصة بكيفية تكون هذه الاشكال منها تجارب شارب Sharp العملية سنة ١٩٦٤ وكذلك كل من كوك ووارين سنة ١٩٧٣ كما نرى أن لند ساي ١٩٧٣ خلال دراسته فى وادى Wright وجد أن تكوينات الحصى المتبقى على السطح عد هبوب رياح قوية أدت الى صقلته يمكن تفسيرها بدراسة شكل وأصل التكوينات الحصوية فجلا



رَصَصْ رَقْم (٤٨) الرصص الهوائى

(٧) Darbyshire, E. and Others, Geomorphological Processes London, 1979, London, p. 170.

المصنولة وعموما فالتفسيرات الخاصة بأصل هذه الاشكال ونشأتها تفهيمات عديدة استوجبت بالتالى الاهتمام بصورة أكبر بما يعرف بعملية الرياح الديناميكية Aerodynamic Processes وخاصة فيما يختص بالتيارات الهوائية والدوامات المضطربة وكذل الاهتمام بدراسة التركيب المعدنى للصخور ودراسة زوايا اصطدام الحبيبات وكثافتها النوعية وخشونة السطح وغير ذلك من الجوانب التى تساعد فى تفهم ظاهرة الحصى متعدد الواجه سابق الذكر^(٨) .

ومن ظاهرات النحت الرئيسية الخاصة بالرياح والتى نحتت بطريقة ديناميكية ظاهرة الباردينج وتنتج بسبب هبوب رياح من اتجاه ثابت فوق صخور تتعاقب فيها الطبقات الصلبة واللينه وتظهر كثيرا فى الصحارى الاسيوية كما تقوم الرياح بتكوين حفر مستديرة أو مستطيلة تمتد متوازية وذلك فوق الرواسب المتلاحمة أو السائبة وأغلب حفر التذرية Deflation Hollows التى توجد فى السهول الوسطى بالولايات المتحدة وبعض مناطق فى غرب أوروبا قد تم نحتها فى الفترات الجافة وأواخر البلايستوسين وقد تشبه فى طريقة نحتها تلك الحفر التى توجد فى المناطق الجافة وشبه الجافة .

ويجدر القول هنا أن المنخفضات الصحراوية بالصحراء الغربية تختلف عن مثل تلك الحفر صغيرة الحجم حيث أن هناك العديد من العوامل الاخرى لاجمال لذكرها هنا قد ساهمت فى حفر هذه المنخفضات بما فيها الرياح ، وان كان دورها فى النحت ليس دورا رئيسيا .

وعموما عندما يكون السطح صخوريا صلبا Bed Rock ويتعرض لهبوب الرياح فانه اما أم يصقل أو يتحزز تبعا لتكوينه الجيولوجى فالحجر الجيري عادة مايصقل والجرانيت يصقل أو يتحزز^(٩) Petted والشست يتحزز تحزرات

(٨)

ibid, p. 171

(٩) يظهر أثر التحزز الناتج عن البرى بفعل الرياح بوضوح فى السهول العظمى بولاية دكاونا وستانا حيث تتجه أنهار صغيرة متوازية فوق مساحة واسعة وسط هذه التحزرات كما شاهد العديد من الجروف التى حزنتها الرياح فى هضبة إيران وكذلك توجد مثل هذه التحزرات فى هضبة تبسى وبعض المناطق الصحراوية فى مصر .

غائرة Ribbed أو يزداد تقشرة إذا كان هذا التقشر متمشيا مع اتجاه الرياح السائدة (١٠).

كذلك تعمل الرياح على استدارة الجبيبات التي تنحها وتقوم بنقلها وهي في ذلك أكثر تأثيرا في استدارة حبيباتها عن الانهار ويرجع ذلك الى عدة عوامل تتمثل في السرعة الكبيرة للرياح كما أن المسافات التي تقطعها الذرات المنقولة بالرياح تكون أبعد منها في الانهار مما يعطى الفرصة لاحتكاكها ببعضها Attrition ولا صدامها بسطح الارض بصورة اكبر مما يحدث في حالة النقل بالانهار— خاصة وان مياه النهر تعتبر بمثابة غطاء حامى للذرات .

ثانيا : عمليات النقل بفعل الرياح

تتحرك الذرات الخشنة بالزحف Creeping أو التدحرج على سطح الارض بينما تتحرك الذرات الدقيقة عن طريق التعلق Suspension وتنقل لمسافات بعيدة عن مصادرها .

١— بالنسبة لنقل الذرات الدقيقة Fine Particles فنجد أن السرعة الشديدة للرياح من السهل عليها أن ترفع ذرات الغرين والصلصال وحيث ترتفع في الهواء فانها تتساقط ببطء على الارض وطالما أن ظروف المناخ تتميز بالجفاف فان في امكانها التحرك لمسافات بعيدة ويعمل الشكل المفلطح لبعض الذرات الدقيقة على مساعدتها في الحركة والتعلق ورغم ان تلك الذرات تصطدم ببعضها أحيانا الا أنها نظرا لدقة أحجامها لا تستطيع القيام بعملية الطحن عكس الحال مع الرمال التي تزداد درجة استدارتها باحتكاكها ببعضها أثناء نقلها .

والواقع أن السرعة العادية للرياح يمكنها نقل هذه المواد الدقيقة في حالة تعلق ومن المعروف أن الحمولة العالقة تمثل جزءا بسيطا من حمولة الرياح الكلية في أغلب الاحوال وان كانت هناك بعض الاستثناءات على سبيل المثال حيث ترسب كميات ضخمة من المواد الناعمة عند نهايات الانهار الجليدية

(١٠) Holmes, A., 1978, Principles of Physical Geology, 3rd Edition, London, p. 477.

Glaciers نتجت عن نحتها لقيعانها وجوانبها — فانها تصبح سرية التأثير بالرياح التي تحملها في صورة عالقة يساعدها على ذلك تناثر الغطاء النباتي وقد تم نقل كميات ضخمة من الاتربة العالقة بالهواء نتيجة لهذه الظروف خلال البليستوسين وتراكمت فيما يعرف برواسب اللويس فوق مناطق عديدة شمال أوروبا وشمال الصين (١١) .

وقد أظهرت الدراسات التجريبية بأن الذرات الاقل من ٠,١ مم يمكن أن تتحرك بالتعلق والذرات من ٠,١ الى ٠,٥ مم تتحرك بالقفز والاكثر من ٠,٥ مم تتحرك بالزحف (راجع كوك ودورنكامب ص ٥٥) كما يرى باجنولد ان السرعة المطلوبة لتحريك المواد الدقيقة (٠,٢٥ مم) ٢٠ سم/ثانية .

٢ — نقل الرمال :

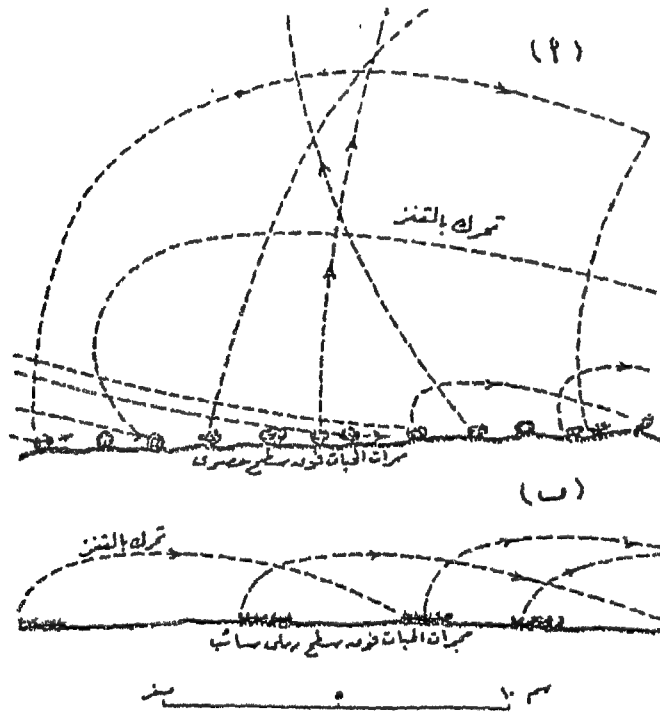
تتحرك الرمال بصفة قريية من السطح وعندما يكون حجمها كبيرا فيصعب نقلها بطريقة القفز (١٢) Saltation ويتم تحريكها ببطء عن طريق الزحف ويتم القفز غالبا بتحرك الذره الى أعلى في وضع رأسى بمساعدة الرياح التي تجرها في حركة دائرية لتمتد بين لحظه وأخرى متوازية مع التيار عندما تتعادل السرعة مع الجاذبية قليل من الحبيبات القافزة مايتجاوز في ارتفاعه الحد الاقصى لارتفاع سحب رملية وهو عادة لايزيد عن المتر الواحد والكثير من تلك الحبيبات ذات أحجام كبيرة وقد اكدت القياسات الحقلية أن معدل حجم الحبات يتزايد مع الارتفاع في الجزء الاسفل من السحابة الرملية وذلك في حالة هبوب رياح قوية وربما يرجع ذلك كما يرى باجنولد الى قوة استضدام الحبيبات الكبيرة بسطح الارض مما ينعكس على ارتفاعها في الهواء (١٣) .

(١١) Satatham, I., 1979, Earth Surface Sediment Transport, Oxford, p. 145

(١٢) Ibid, p. 146

(١٣) Warren, A., 1979, Aerial Processes, in Processes of Geomorphology, edited by Embleton, C. and Thornes, J., London, p. 332.

وعملية القفز فوق سطح رملي تكون ابطاً منها فوق سطح صخري صلب (شكل ٤٩ أ، ب) حيث أن تصادم الحبات بالآخر يعطي قوة دفع اكبر فاذا وجد مثلاً تيار هوائي يمر فوق سطح حصوي يواجه بقعة رملية فإن حركة التيار تهبط في جزئه الأدنى Down Wind وقد يلقي بجزء من حملته من الرمال التي يجرها حيث أن فرصة قفز حبات الرمال التي يسوقها تكون محدودة فوق البقعة الرملية التي يمر فوقها بعد اجتيازه السطح الحصوي . وإذا كانت الرياح الخفيفة يمكنها تحريك الرمال من فوق سطح رملي فإنها لا تستطيع تحريكها من فوق سطح حصوي ويرجع ذلك كما ذكرنا الى الحماية التي يعطيها الحصوي الخشن لتلك الرمال — كما سبق ذكره .



شكل (٤٩) الاختلاف بين القفز فوق الرمال والحصوي
م. ب. ج. ب. ج. ب.

وقد أوضحت التجارب العملية أن معدل نقل الرمال يتناسب مع سرعة الرياح بالإضافة الى أثر عوامل أخرى مثل حجم الذرات وكثافتها النوعية وكثافة الهواء (التي تتباين مع الارتفاع والاختلاف في درجة الحرارة) وخصائص السطح والمعادلة التالية التي وضعها HSU سنة ١٩٧٣ توضح ببساطة العلاقة بين الكميات المنقولة من الرمال والعوامل التي تؤثر فيها .

$$L = (47 - 4,97 Q) \left(\frac{(270 - S) \cdot 4}{A (H)^{3/2}} \right)^2$$

L = وزن كمية الرمال المتحركة بالطن سنويا لكل متر مربع .

A = ارتفاع المنطقة التي قيس منها سرعة الرياح بالامتار

Q = متوسط قطر الحبة بالملم

S = تكرار سرعة الرياح من إتجاه معين خلال السنة .

G = ثابت الجاذبية (١٤) Gravitational Constant

وعموما فان كمية الرمال المتحركة تزداد مع الرياح السريعة مع ملاحظة أن الرياح المعتدلة والتي تسود فترة طويلة من السنة يمكن ان تساهم في نقل كميات كبيرة من الرمال .

وقد اظهرت الدراسات العديدة التي قام بها كل من شيبلى ورينزو بالمرسة ١٩٧٤ في القارة القطبية الجنوبية أثر سرعه الرياح والبرودة الشديدة في عملية قفز الحبيبات ففي الاودية الجافة بشرق هذه القارة تهب رياح شديدة السرعة بشتاء وهي رياح مدمرة مما يؤدي الى زيادة حركة اصطدام الحبيبات حيث تستطيع الحبيبات التي يزيد قطرها عن ٢ مم ان ترتفع الى نحو مترين عندما تكون سرعة الرياح ٣٦,٠٥ متر/ثانية ودرجة الحرارة - ٧٠° م (السرعة المطلوبة عند درجة حرارة الصفر المئوى . هي ٤٥,٤٢ متر/ثانية) ولذلك فان سرعة الرياح الحرجة —

أى المطلوبة لتحريك الرمال الخشنة — في شتاء أنتاركتيكا نحو ١٠ متر/ ثانية وهى أقل من مثلتها في الصحارى المدارية ودون المدارية (١٥).

وقد وضع شيبلى سنة ١٩٧٥ معادلة لتحديد سرعة الرياح المطلوبة لبدء تحرك الذرات الأكبر من ٠,١ مم وهى كالآتى :

$$\text{سرعة الجبر المطلوبة} = ٠,١ \left(\frac{\text{الكثافة النوعية للهواء} - \text{الكثافة النوعية للذرة}}{\text{الكثافة النوعية للذرة}} \right) - \text{ح ق}$$

حيث ح — هو ثابت الجاذبية وق قطر الحبة بالسنتيمتر واما كثافة الهواء فهى في الظروف العادية = (١٢٢ — ١٠ — ٣ جرام / سم^٣) (١٦) .

وفى أثناء نقل الرمال بواسطة الرياح يحدث لها نوع من التصنيف يرتبط بالحجم والشكل فالذرات ذات الاشكال غير المنتظمة ترفع بمعدل أسرع تلك الذرات المستديرة كما يبدو أن الحصى لا يتحرك بمعدل أسرع بسبب قلة مقاومته لحركة الرياح كذلك يؤثر شكل الحبة فى شكل مسارها المنحنى فى الهواء وفى قوة اصطدامها بالسطح .

وحيث تتحرك الرمال بالزحف أو القفز أو الانزلاق على الجوانب شديدة الانحدار للكثبان فان بعضها مترسب ترسيباً مؤقتاً خلال نقله على السطح فى صورة تموجات أو كثبان ويطلق على ذلك مصطلح Bulk Transport ويشبه تحرك ذرات الرمال تحرك العربات فى زحام المرور فالعربة متمثلة بالذرة تدخل الزحام المرور (الكثيب) بسرعة معتدلة حيث يتحرك الزحام (الكثيب) الى الامام بسرعة ذاتية مع ثبات مكوناته وهى العربات فى زحام المرور وذرات الرمال فى الكثيب وكنوع من التعميم فى القول فان الرواسب المنقولة بالقفز تمثل نحو ٧٥% من جملة الرواسب المنقولة بالطرق الأخرى كالزحف والتعلق والانزلاق وذلك عكس الحال مع النقل بواسطة المياه حيث تنقل مياه الانهار قليلاً من حمولتها

(١٥) وهو مصطلح فى الميكانيكا يقصد به المسافة التى يتحرك خلالها الجسم عند سقوطه على الأرض الى الزمن الذى يستغرقه وهو عادة ٣٣ قدماً/ ثانية .

(١٦) راجع كوك ودور نكامب ، ص ٥٥ .

بواسطة القفز ويرجع ذلك الى الكثافة المرتفعة للمياه وارتفاع لزوجتها Viscosity حيث تجذب الذرات القافزة خلالها مقاومة كبيرة ولذلك فان مداها في القفز يتميز بقصره على قاع النهر^(١٧).

قياس حركة الرمال في الحقل والمعمل :

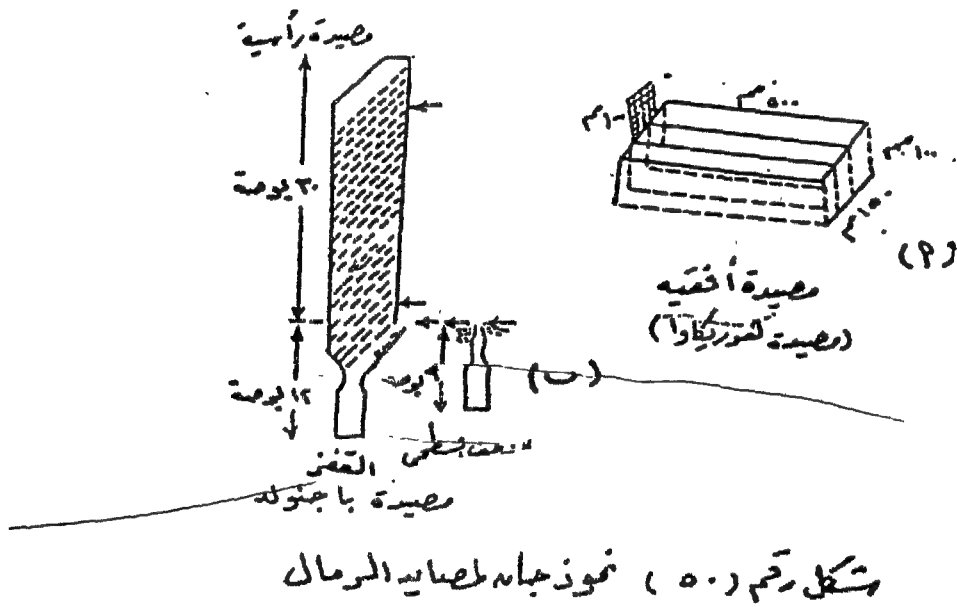
تتمثل المشكلة الرئيسية المرتبطة بقياس حركة الرمال في مدى تطور مصائد الرمال حيث أنه يجب أن تكون الاجهزة الخاصة بذلك قادرة على حجز الرمال وان امكن أن تفرق بين الرمال المتحركة بالزحف والمتحركة عن طريق القفز وكما هو معروف فان أكبر تحرك يحدث بالقفز متقدما في سلسلة من الكومات ولذلك يجب أن تكون المصيدة Sand Trap مرتفعة بالقدر الكافي لأمساك حبات الرمال القافزة.

وقد اختبر كل من هوريكاوا Horikawa وشن Shen سنة ١٩٦٠ نوعين من المصائد الافقية وخمسة أنواع من المصائد الرأسية لتقدير مدى كفاءتها (شكل ٤) وتكمن الصعوبة هنا في الاختلاف بين كل من الزحف السطحي والقفز وقد صممت مصيدة أفقية مقسمة الى عدة أقسام متعامدة مع اتجاه الرياح بحيث يمكنها حجز الرمال الزاحفة وترك الرمال القافزة لمصيدة أخرى توجد أمامها وقد قدرت الكميات المنقولة بالزحف باستخدام المصائد نحو ٢٥٪ من مجموع الرمال المتحركة كما ان هذه الترسبة لا تتأثر بتغير سرعة الرياح^(١٨) ومن مميزات المصائد الافقية أنها لا تعمل على اضطراب الرياح وان كان من الصعب اختيار الطول المناسب لها كما أنها لا تستطيع اعطاء معلومات ترتبط بأثر الارتفاع على سرعة الحركة. أما عن المصائد الرأسية فأهم مقالها أنها تؤدي الى اضطراب هبوب الرياح مما يتطلب حرصا شديدا في تصميمها وذلك للحد من ذلك والوصول به الى حده الأدنى مثل جعل عرض المصيدة في الجهة التي تهب منها الرياح صغيرا جدا كما فعل باجنولد عنه تصميمه لمصيدة الرياح التي استخدمها في تجاربه وهناك مشكلة أخرى ترتبط

(١٧) Statham, I., an..., Op.cite p. 176.

(18) King, C.A.M., 1978 Techniques in Geomorphology, London, p. 131.

بالمصايد الرأسية تتمثل في برى الاجزاء السفلى منها (١١) والواقع أن استخدام مصايد الرمال في الحقل محدود وأكثر من قام باستخدامها باجنولد في دراساته العديدة عن الكثبان الرملية خاصة بسرعة الرياح على الارتفاعات المختلفة وقام بقياس الضغط عند ارتفاعات تتراوح بين واحد و ٦٤ بوصة فوق سطح الارض كما استخدم مصيدين في قياس حركة الرمال احدهما صغيرة أفقية تختص بحركة الرمال الزاحفة والاخرى رأسية ضيقة لحجز الرمال القافزة (عرضها $\frac{1}{2}$ بوصة وارتفاعها ٣٠ بوصة) وقد دفنت المصيدة الأفقية في الرمال تاركة فتحة صغيرة لمرور الرمال الزاحفة (راجع شكل ٥٠) كلما كانت المصيدة الرأسية مثقوبة من اسفل للحد من اضطراب الرياح عند المصيدة.



(١١) مازالت المصايد الخاصة بالرمل في حاجة للتطوير فمثلا يمكن للمصايد الرأسية أن تقسم إلى أقسام لاصالك الرمال المتحركة في ارتفاعات مختلفة.

وجدير بالذكر هنا أن الدراسات الحقلية المجدية هي تلك التي تتم اثناء هبوب الرياح القوية أو العواصف ولذلك فمن المهم جدا في هذا الشأن الاهتمام بتثبيت الاجهزة حتى لا تتأثر أو تدمر بفعل العواصف والتي يصعب عادة التنبؤ بمحذوئها في مثل تلك المناطق الصحراوية النائية .

وقد خرج باجنولد بالعديد من النتائج التي لاحظها في الميدان التي ترتبط بكيفية تحرك الرواسب فقد وجد على سبيل المثال أن سرعة الرياح تزداد لوغاريتميا مع الارتفاع فوق السطح عند تحرك الرمال فوق الكثيب كما وجد أن السرعة .

وجاء بعد باجنولد عديد من الجيومورفولوجيين المهتمين بهذا الموضوع مثل بيلي P.Y. Belly سنة ١٩٦٤ الذي أجرى العديد من التجارب الخاصة بالعلاقة بين الرياح والرمل المتحركة ومدى تأثير الرطوبة على سرعة الرياح المطلوبة لتحريك الذرات وهو صاحب النموذج التجريبي المكون من نفق الرياح Wind Tunnel والذي يبلغ طوله مائة قدم وعرضه أربعة أقدام وارتفاعه قدمين ونصف ويمر عبره رياح تتراوح سرعتها ما بين ٢٤ و ٤٠ قدم/ثانية بواسطة مروحة وضعت عند نهاية النفق وقد استخدم لقياس سرعة الرياح الجهاز المعروف باسم Pitot Tube كما استخدم مصيدة رمال رأسية لقياس حركة الرمال كما استخدم مصيدة رمال أفقية مقسمة الى ١٨ قسما وقد استخدم هذا النموذج في إجراء تجارب لتحديد أثر جوانب النفق على سرعة الرياح وقام أيضا بقياسات للقطاعات الرأسية للرياح Vertical Wind Profile ومعدل نقل الرمال تبعا للسرعات المختلفة — كما سجل أيضا من خلال تجاربه في هذا النموذج ملاحظات تتعلق بالتموجات الرملية حيث وجد أنها تبدأ في الظهور مع أقل تحرك للهواء على حين أنها تختفى بزيادة سرعة الرياح عن ٣٦ قدم في الثانية وإن لم يلاحظ علاقة بين طول التموج وقوة الرياح كذلك قام بقياس متوسط المسافة التي تقطعها الحبيبات الرملية ووجد انه يتراوح من ١,٣ — ١,٦ قدم مع زيادة سرعة الرياح من ٢٨ — ٣٥ قدم/ثانية ورغم أن تجارب باجنولد قد اظهرت العلاقة بين طول المسافة التي تقطعها الحبيبات وطول التموج فانه لم تظهر هنا مثل هذه العلاقة

(٢٠) عبارة عن انبوية منبئية في شكل زاوية قائمة مدرجة تستخدم في قياس السرعات .

وان وجد Belly أن حجم حبة الرمال يؤثر في طول المسافة التي تقطعها بطريقة القفز حيث أنه كلما قل الحجم زاد طول المسافة (٢١).

وقد اختبر قدرة المصيدة الرأسية بمقارنتها بالافقية وقد أظهرت النتائج أن كفاءتها تزداد حينما تكون سرعة الرياح ٣١,٥ قدم/ثانية . والعكس مع انخفاض سرعة الرياح (راجع بالتفصيل كتاب كوشليه كنج ص ١٩٢).

ومن النتائج الهامة أيضا لتجارب هذا النموذج ما يرتبط بتأثير الرطوبة على سرعة الرياح فقد اتضح انه اذا احتوت الرمال الناعمة على ما بين ٢ و ٣% من الرطوبة فهي تحتاج الى رياح قوية لكي تحركها ومن المعروف أن احتواء الرواسب على المياه يؤدي الى زيادة تماسكها وقدرتها على مقاومة الرياح .

ثالثا : عمليات الارساب بفعل الرياح

ان حركة الرمال وترسيبها في المناطق الصحراوية لا تتم الا بصورة عشوائية ولكنها توجد في أنماط محددة ترتبط بنظم الرياح اكثر من ارتباطها بالطوبوغرافيا وكما يرى ولسون فانه من الممكن نتيجة لذلك توقع كيفية حدوث الارساب ومكان حدوثه من خلال وضع نظام خاص بحركة الرمال مع وجود عدد كبير من محصلات انسياب الرمال في منطقة ما (٢٢) وقد درس ولسون Wilson سنة ١٩٧١ الخرائط الخاصة بحركة الرمال بالصحراء الكبرى معتمدا على المعلومات الخاصة بالارصاد الجوية أو المعلومات المرتبطة بأشكال سطح الارض ونتيجة لدراسته وجد أن محصلات انسياب او تحرك الرمال يمكن استنتاجها بمعرفة سرعة الرياح ودراسة فترات حدوث العواصف واتجاه الرياح كما تساعد دراسة الاشكال الناتجة عن الرياح بحجومها واتجاهاتها المختلفة على استنتاج وفهم الاتجاهات الرئيسية للرمال المتحركة .

وجدير بالذكر هنا أنه لا بد من دراسة عدة عناصر وذلك لتفهم : الاشكال الناتجة عن الارساب الهوائي خاصة الكتيبان الرملية — مثل دراسة سطح الصحراء

(٢١) فحيث يقل حجم الذرة عن ٥ رمم تظهر زيادة ملحوظة في طول المسافة التي تقطعها الذرة أثناء تحركها

(22) Derbyshire, E., and Others, Op cit p. 172

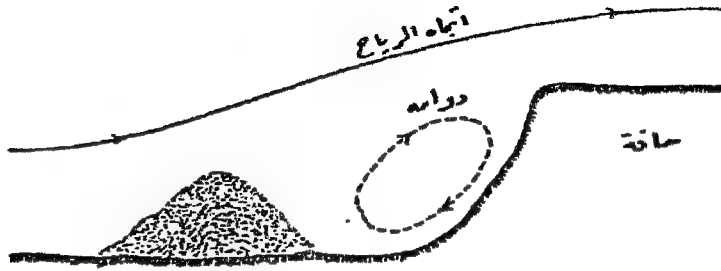
التي تنتشر فوقه مثل هذه الكثبان وكذلك دراسة المناطق الواقعة بينها والتي تغطي برواسب رملية عادة ماتحتفى تحت التكوينات الحصوية الخشنة ، وتعد دراسة العلاقة بين اتجاه الرياح وقوتها من جهة وكميات الرواسب من جهة أخرى ذات أهمية كبيرة في تفسير خصائص الكثبان الرملية من حيث الشكل وكيفية تكوينها وهكذا فإنه من الضروري الاهتمام بتفهم نظام الرياح السائدة ومصادر الرمال المحلية ومن المهم أيضا توضيح مدى الاختلاف بين أثر كل من الرياح القوية والضعيفة وهنا يمكن الإشارة الى أن باجنولد قد حدد السرعة القوية للرياح بأنها تلك التي تزيد عن ٢,٥ سم/ثانية وذلك عند ارتفاع ٣,٥ سم من السطح وإن كان هذا يعتمد جزئيا على خشونة السطح ، نوع الصخور والغطاء النباتي بحيث تزداد خشونة السطح فإن الرياح تهدأ قبل بناء الكثيب ولذلك فإن الكثبان أقل احتمالا في تكوينها في المناطق التي تتميز سطوحها بالخشونة عنها في الاسطح الناعمة والمستوية وعادة ماتتجه الرياح القوية الى العمل على زيادة حجم الكثيب ويطلق عليها الرياح البانية للكثبان Dune Building Wind بينما الرياح الضعيفة تؤدي الى زيادة طول الكثيب على امتداد كتلته (٢٣) .

وبالاضافة الى أهمية اتجاه الرياح وسرعتها في تفهم الاشكال الرملية الناتجة عن الارساب الهوائية فإنه من الضروري أيضا الامام بتفاصيل أكثر من نسب فترات سكون الرياح وفترات قوتها وعمل مقارنة بينها .

وعندما ترسب الرمال أثناء عملية نقلها فإنها تأخذ شكل تموجات أو كُثبان وهذا الترسيب المؤقت ينتج عن حركتين أ - حركة القذف وتبدو أشكال السطح الناتجة عنها في صورة تموجات صغيرة يتراوح طولها ما بين ١,٥ سم و ٢ متر وارتفاعها يتراوح بين ١,٥ الى ٥ سم وقد كان باجنولد يعتقد بأن أغلب التموجات ناتجة عن القذف وحيث تصطدم حبيبات الرمال القافزة بسطح غير منتظم نسبيا وإن كمية الرمال المتراكمة في الجانب المواحه للرياح سيكون أكبر منه في الجانب

(23) King, C.A.M., Op.cit p. 134.

المظاهر لها حيث أنه محمى من عمليات القذف العنيفة bombardment (شكل ٥١) بين كيفية تكون كتيب أمام حافة .



شكل رقم (٥١) تكون الكتيبة عند هبوب رياح فوق حافة .

وعند تكون الرمال من نفس الحجم تقريبا فانها سوف تتحرك مع الرياح بعدل واحد وعندما تترسب تكون أكمة mound تظل ترتفع الى أن تتكون ربة أخرى في الجانب المظاهر للرياح حيث تذررها الرياح في اتجاه منصرفها لتظهر حافة عرضية ، وحيث توجد ذرات خشنة فانها تنقل بالزحف على المنحدرات المواجهة للرياح فقط وتتراكم كرواسب خشنة على قمة التلج حيث تتحرك من فوقها ببطء شديد وبالتالي فهي تؤدي الى زيادة ارتفاع التلج وحيث تتراكم فانها تصبح بمثابة سطح جيد للتصادم Bounding Surface تساعد على قفز الحبيبات التي بها لمسافات أطول وفي المقابل تعمل على إتساع المسافات بين التلجات والنتيجة النهائية لهذه العملية تكون تموج ضخم Mega-Ripple والذي يبيد حيث تتوفر نسبة كبيرة من الرمال الخشنة ورياح قوية تكون كافيته لتحركها وقد يصل طول موجته الى ٦ أمتار وارتفاعه الى نصف المتر .

بـ الحركات الايرو ديناميكية

و ينتج عنها ظاهرات ارساب ثلاث تتباين فيما بينها من حيث الحجم فقد تظهر تموجات صغيرة عادة ما تختفى عند حدوث عمليات قذف ميكانيكي قوي ، وقد أجرى باجنولد تجارب معملية على التموجات الناتجة عن حركة الرياح في وعاء

ناعمة منتظمة وأثبت من خلالها أن الحركات الايروديناميكية يمكن ان نستدل عليها من وجود تموجات رملية تظهر عندما تثار الرمال بفعل الرياح .

والواقع أن الاشكال الرملية الناتجة عن الارساب بفعل الحركات الايروديناميكية والتي تظهر بوضوح في الكثبان الرملية العادية وللكتبان الضخمة Mega-Dunes تتكون كنتيجة للتفاعل بين حركات ثانوية للرياح وبين سطح الارض فكما يحدث على سطح مياه البحار من أثر الحركات الثانوية للرياح في توليد أمواج متحركة وخطوط ازاحة مستمرة فان ذلك يحدث تقريرا على سطح سهل صحراوي مستوى وعندما تحمل الرياح كميات كبيرة في الرمال السائبة فان الحركة تتوقف مع تراكم الرمال وتبدأ الرياح في التفاعل مع السطح لتوليد حركات (تيارات) ثانوية تعمل على تشكيل الرمال المتراكمة وقد تتعقد هذه العمليات مع تغير السرعة والاتجاه مع التغيرات الفصلية خلال السنة .

ولتوضيح ماسبق نفترض وجود سهل مستوى مغطى بطبقة سمكية من الرمال السائبة هبت عليه رياح من اتجاه ثابت تفوق سرعتها سرعة تحرك الرمال فتتكون نتيجة لذلك حركة تشبه الموجه تتقاطع مع الرياح نوعا ما - وقد يكون ذلك بسبب تغير مفاجيء في درجة الحرارة أو أن هذا السهل يقع في منصرف الرياح بالنسبة لاحدى الحافات المواجهة لهبوب الهواء - ومع هبوط الموجه قرب السطح يحدث تحرك الحافات لهبوب الهواء - ومع هبوط الموجه قرب السطح يحدث تحرك للرمال بكميات اكبر (راجع شكل ٥) وتنتقل الرمال المذارة من الاجزاء التى تزداد فيها السرعة الى المناطق الاقل لتتراكم عليها في صورة أكمة حتى تصل السرعة فوق تلك الاكمة الجديدة الى معدل يكفى لاعادة تحريكها وهذا يشبه ما يحدث عند تكوين التوجات . وعموما فان عملية الانتقال الضخمة تختص وترتبط بمثل هذه الاشكال بصورة منتظمة فالجانب من الكثيب المواجه للرياح يتعرض للنحت بمعدل اكبر من الجانب الاخر حيث تنتقل ذرات الرمال المنحوتة وترسب خلف قمة الكثيب مباشرة عند هبوط التيار الهوائى الذى يحملها وعندما يتجاوز الانحدار في ظل الرياح ٣٣° حينئذ تنزلق الحبيبات الى اسفل مكونه ما يعرف بوجه الانهيار Slipface وفي دراسة لكل من فالجر Walger وساررنتين Sarnthein في حقول الكثبان الرملية بصحراء موريتانيا وجدا أن

كمية الرمال التي تتحرك بهذه الطريقة تبلغ ٩٣ ألف متر مكعب بينما تتراوح الكيات المنقولة عن طريق القفز ما بين ٧ الى ٣ مليون متر مكعب .

ويرى باجنولد أن الكثبان الصغيرة تتحرك بسرعة تفوق سرعة الكثبان كبيرة الحجم ولذلك فهي تتحرك حتى تلتقى بالاخيرة وتندمج معها ونتيجة لذلك فالكثبان الصغيرة عادة ماتختفى بسرعة كما أشار الى انه قد وجد في بيروكثبان من نوع البرخان تتحرك بمعدل سنوى يتراوح ما بين ١٧ و ٤٧ مترا كما لاحظ بيدنل Beandnill أن هناك علاقة وثيقة بين توزيع البرخانات وأحجامها مؤيدا في ذلك ما ذكره باجنولد فقد تابع معدلات تحرك خمسة برخانات في منخفض الواحات الخارجة لمدة عام . وقد أظهرت نتائج متابعته لها أن الكثبان الاكثر في ارتفاعها من ٢٠ مترا قد تحركت بمعدل ١٠,٩ متر في السنة وأصغرها وارتفاعه أربعة أمتار تتحرك بمعدل ١٨,٤ مترا واستنتج من ذلك أن نطاقات الكثبان في واحات مصر وشمال السودان قد تقدمت نحو ١٢٠ كيلومترا خلال سبعة آلاف سنة (٢٤) .

أهم الظاهرات الناتجة عن الارساب الهوائى :

١ - التموجات والحافات الرملية صغيرة الحجم تعد من الاشكال الرملية صغيرة الحجم والتي نشأت عن عملية ترسيب سريعة فوق سطح مستوى نسبيا ويعتمد طول موجتها Wave length على قوة الرياح كما تعتمد النسبة بين الارتفاع وطول الموجه Height/wave Length Ratio على عرض سطح التموج ، وعادة مانجد ان هذه النسبة محدودة للغاية في حالة الرمال المتجانسة في حجم حبيباتها وتزيد مع وجود تباين كبير في حجم الحبيبات ، ورغم نمو حجم هذه التموجات والتي تمتد محاورها متعارضة مع اتجاه الرياح فانها لاتعد كثباناً رملية ، وبالنسبة للحافات Ridges صغيرة الحجم فان حجمها وطول موجتها تزداد بوضوح مع مرور الزمن ويعتمد معدل نموها على كمية المواد الخشنة المتوفرة وعلى قوة عملية القفز .

(24) Bagnold, R.A., The Physics of Blaun Sand and Desert Dunes. London, 1941, pp. 203-205.

وهناك خمسة عوامل تؤثر في ارتفاع وطول التموجات والحافات الرملية تتمثل في الرياح التي تعد القوة المحركة لعملية قفز الحبيبات ، القفز، الحبيبات السطحية Surface Grains تضاريس المنطقة ، وضع أوحالة حركة الرمال مع التباين في سرعة الرياح والتماثل في حجم الحبيبات الرملية وجد أن طول الموجة يزداد مع تدرج الرياح في السرعة بينما يستوى سطح التموج ويختفى عندما تتجاوز الرياح في سرعتها حد معين و يظهر ذلك من الجدول التالي (٢٥) :

٨٨	١٢,٥	٥٠,٥	٤٠,٤	٢٥	١٩,٢	سرعة الرياح سم/ثانية
—	١١,٣	٩,١٥	٥,٣	٣	٢,٤	طول الموجة بالم

(راجع في ذلك أيضا في هذا المقال الجزء الخاص بقياس حركة الرمال في الحقل والعمل).

و يرى باجنولد أن التموجات العرضية في الرمال ترتفع بسبب عدم توقف انسياب الرمال حيث تتماثل طول موجتها مع متوسط طول المسافة التي تقطعها الحبيبات القافزة بسبب اصطدامها بالسطح ولذلك يطلق عليها اسم تموجات التصادم Impact Ripples.

و يتراوح معامل التموج Ripple Index — وهو عبارة عن النسبة بين طول موجة التموج وارتفاعها كما أشرنا انفا — ما بين ١٥ : ١٢٠ مترا و يزداد الى ما بين ٥٠ الى ٦٠ عندما يتسطح التموج أثناء هبوب رياح شديدة السرعة وقد سجل شارب سنة ١٩٦٣ معاملات تتراوح ما بين ١٢ — ٢٠ بمتوسط ١٥ وذلك بالنسبة للتموجات الحصوية الموجودة في كيثان كيلسر Kelso بصحراء موها في و يرى شارب أن هذا المعامل يتجه عكسيا مع حجم حبة الرمل و يرتبط مباشرة بسرعة الرياح . و يؤكد باجنولد بأنه يحدث ضغط على السطح الرملى أثناء تكوين التموجات ينتج عنه نحت بعض الحبيبات التي يعاد ترسيبها بسبب عدم

قدرتها على التعلق ومثلما الحال مع الحافات الرملية فإن الحبيبات الخشنة تتجمع عند قمة التموج التي تزداد ارتفاعا لتصل الى نطاق الرياح لقوته التي قد تعمل على نقلها ولذلك فإن ارتفاع التموج يعتمد الى حد كبير على قدرة الحبيبات الأخشن على البقاء في مواقعها على القمة وبالصمود أمام هبوب الرياح الشديدة كما يعتمد أيضا على حجم الحبيبات الرملية المكونة للتموج .

وتتميز التموجات الكبيرة بعدم انتظامها وتباين حجم الحبيبات المكونة لها ويرى شارب أن عدم انتظام شكلها يرتبط مباشرة بتباين حجم حبيباتها بحيث تتجانس الحبيبات تكون تموجات صغيرة والتموجات التي تتكون من حبيبات متجانسة (متوسط) أقطارها ٠.٢٥ مم) تختفى عندما تزيد سرعة الرياح عن ٦٥ سم في الثانية أو تكون قدر سرعة تحرك الحبيبات ثلاث مرات .

٢ - الكشبان الطولية

وتعرف أيضا بالسيوف وهي منتشرة بشكل كبير في الصحارى الداخلية كما هو الحال في صحراء مصر الغربية وشبه الجزيرة العربية والصحراء الكبرى في كل من ليبيا والجزائر وكذلك في صحراء ناميبيا وصحراء أريزونا ، وتظهر عادة في السهول المستوية نسبيا التي تغطي برواسب رملية مفككة ومنتشرة على مساحة واسعة ، ويرى باجنولد أن تلك الكشبان قد تكون ناتجة عن تيارات هوائية لولبية Helicoidal تقترن بالرياح القوية التي تهب بصورة دائمة من اتجاه محدد وتمتد محاورها في موازاة هذه الرياح ، وقد أكد باجنولد أيضا بأن الرياح الجانبية تحول الشكل البرخاني الى كثيب طولي وذلك بالعمل على اطالة أحد بعديه وبذلك يصبح الشكل النهائي للكثيب محصلة لرياح ثنائية الاتجاه بمعنى آخر تهب عليه رياح من اتجاهين مختلفين وتعرف النظرية القائلة بذلك عند باجنولد باسم Two Wind Resultant Theory وقد أكد كل من McKee

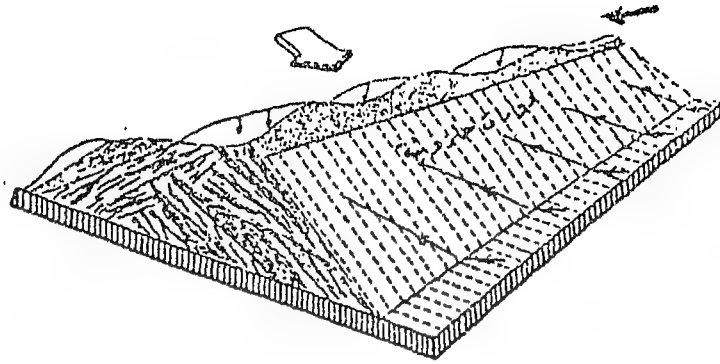
و Tibbitt هذه النظرية في دراستها للكشبان الرملية لصحراء ليبيا سنة ١٩٦٤ فقد وجد أن الكشبان الطولية قرب واحة سها جنوب غرب ليبيا تتحكم فيها بدرجة كبيرة رياح قادمة من اتجاهين (الرياح الجنوبية الشرقية صباحا والرياح الشمالية الشرقية في المساء) كذلك نجد هولمز يقترب في تفسيره

لشكرين الكشبان الطولية من تفسير باجنولد حيث يرى بأنه حيث تهب رياح دائمة من اتجاه ثابت وتأتى رياح جانبية قوية متقاطعة معها فتشبه ما يحدث بطريق بسير العربات ذو اتجاه واحد يفاجأ بقدم سيارات اليه من أحد الشوارع الجانبية ولذلك فبدلاً من تكون البرخانات تتكون سلسلة من الكشبان الطولية في صورة حافات مستننة تمتد موازية للرياح السائدة^(٦)، ويضرب مثلاً لصدق كلامه بامتداد سلسلة الكشبان الرملية الطويلة - غزد أبوالمحاريق - الممتد جنوب منخفض القطار حتى منخفض الخارجة تفصلها عن بعضها سطوح صحراوية عارية وحيث تتجه هذه الكشبان الى نطاق التجاريات الجنوبية الشرقية تتجه نحو الجنوب الغربى مكونة أشكالاً هلالية. ومن جهة أخرى نجد جلينى Glennie غير مقتنع بهذه النظرية حيث يرى أن المعلومات المتاحة عن قوة واتجاه الرياح السطحية محدودة ولا توجد تسجيلات على مدى الأربع والعشرين ساعة ولا يعرف في تلك المناطق إلا النظم العامة للرياح.

و يوضح شكل (٥٢) تكوين كثيب طولى بهبوب رياح من اتجاهين رئيسيين لاحظ ميل الطبقات الرقيقة في الاتجاهين. وتظهر في التلال الرملية بولاية نبراسكا الأمريكية والتي ترجع في تكوينها الى أواخر اليلوستوسين أعداداً من الكشبان الطولية يصل إرتفاعها الى ٣٠ متراً ويوجد من الأدلة ما يشير الى أنه كان يهب عليها رياح من اتجاهين أساسيين في فترة تكونها والمعروفة بفترة وسكونى الجافة Dry late Wisconsin Period وأهم هذه الأدلة يتمثل في اتجاه أوجه الانهيار^(٧) فقد كونت رياح الشتاء الشمالية الغربية برخانات ضخمة تتجه قرونها نحو الجنوب الشرقى لتأتى الرياح الصيفية التجارية الجنوبية الشرقية لتضطدم بالسفوح الشمالية للقرون حيث حولتها الى أوجه انهارشديدة الانحدار مما يساعد بالتالى على تكون دوامات تتحرك نحو الشرق مكونة حافات طولية من الرمال تشبه السيوف و يرى وارين Warren أن هذه العملية يمكن أن نطلق عليها إعادة لبناء الكثيب و يرى بالتالى أنها تختلف قليلاً عن مفهوم باجنولد الخاص بتكوين الكشبان الطولية.

(٦) Ibid, pp. 222-224

(٧) Warren, A., Op.cite, p. 339.

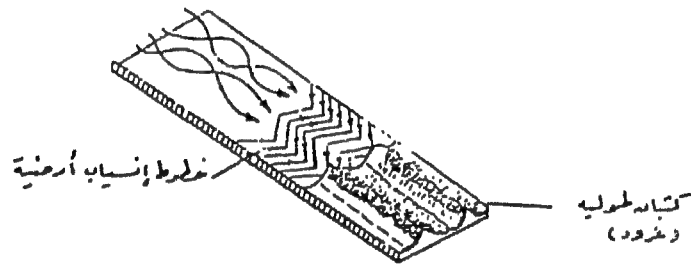


شكل رقم (٥٢) تلوين السيف بواسطة رياح تهب من اتجاهه مختلفه رئيسه في مواسم مختلفة أوقات مختلفة في اليوم الواحد.

وبالنسبة للتباعد المتماثل لحافات الكثبان الطولية لا يوجد حتى الآن. تفسير كاف له وان كانت هناك بعض الآراء التي تحاول تفسيره مثل رأى القائل بأن التباعد المتماثل أو المتوازن السيوف الرملية والكثبان النجمية Oghurds يرجع الى ثبات التيارات الهوائية المعروفة باسم تيارات سيشي Seiche-Type ويؤيده في ذلك فولك Folk من حيث المبدأ وان كان يرى أنه بعد أن يتكون الكثيب ينتج صعود تيار هوائي فوقه وبالتالي تزداد سرعته تلقائياً ويزداد حجم الكثيب (شكل ٥٣) وطبقاً لرأى كلوزفان هناك أدلة على ثبات الدوامات اللولبية وجدت في الكثبان الرملية بصحراء سمبسون باستراليا حيث وجد ان هذه الكثبان تكونت حول نويات Cores من رواسب فيضية قديمة لم تتحرك من مواضعها منذ بدأ الكثبان (٢٨) ولا شك ان هذا الرأى يتعارض بالطبع مع الرأى القائل بأن العديد من نظم الكثبان قد تكون في فترة البلستوسين عندما كانت تسود رياح قوية خاصة أثناء الفترات الجليدية حيث يربط Fairbridge بن تكون الكثبان النشط في المناطق الصحراوية

(28) Derbyshire, E., and Others, Op.cite, p. 178.

وبين حدها، الجليد البليستوسيني في العروض العليا كما يشير الى وجود كثبان طولية - انفسية تحت مياه البحر شمال استراليا وفي الجزيرة العربية وغرب أفريقيا. كما يلفت النظر أيضا الى ظهور بقايا لكثبان طولية في كل من حوض الكونغو وجنوب السودان يحتمل رجوعها الى البليستوسين ويرر وجودها في تلك العروض الدنيا - فيما بين ١٠ شمالا وجنوبا من خط الاستواء - الى أن المسافات القصيرة بين مناطق الضغط المرتفع والمنخفض في البليستوسين أدت الى زيادة سرعة الرياح .



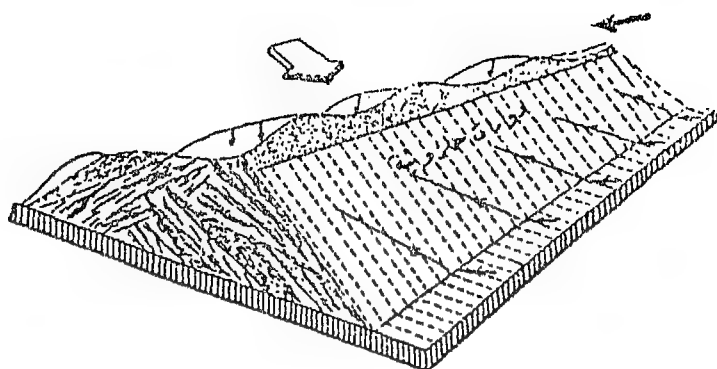
شكل رقم (٥٣) دور المدامات في تلويسه التبانة الطولية (إسيوف)

وأما عن ارتفاعات الكثبان الطولية فنجد أنها قد تصل إلى ١٢٠ مترا كما هو الحال في ايران و يبلغ ارتفاعها في مصر ١٠٠ متر وطبقا لباجنولد فإن عرضها تقريبا قدر ارتفاعها ستة مرات (٢٩) وقد تمتد الى مئات الكيلومترات مثل غرد أبى المحاريق الذى يمتد لأكثر من ٣٥٠ كيلومترا من جنوب منخفض القطارة متجها جنوبا بشرق حتى منخفض الخارجة .

٣ - الكثبان الهلالية Barchans

تظهر الشكبان الهلالية عادة بسبب هبوب رياح من اتجاه واحد uni-directional wind فوق رصيف صحراوى صلب مع توفر كميات كبيرة من الرمال السائبة ويبدو جانبه المواجه لهبوب الرياح قليل الانحدار يأخذ الشكل

(29) Thornbury, W. D., 1969, Principles of Geomorphology 2nd Edition, New York, p. 296.

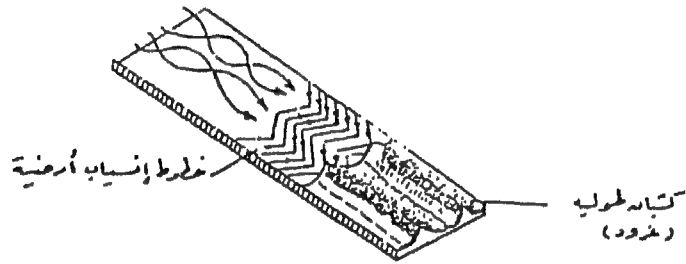


شكل رقم (٥٢) تلوين السيف بواسطة رياح تهب من اتجاهات مختلفة
رئيسية في مواسم مختلفة أوقات مختلفة في اليوم الواحد.

وبالنسبة للتباعد المتماثل لحافات الكثبان الطولية لا يوجد حتى الآن. تفسير كاف له وان كانت هناك بعض الآراء التي تحاول تفسيره مثل رأى القائل بأن التباعد المتماثل أو المتوازن السيوف الرملية والكثبان النجمية Oghurds يرجع الى ثبات التيارات الهوائية المعروفة باسم تيارات سيشي Seiche-Type ويؤيده في ذلك فولك Folk من حيث المبدأ وان كان يرى أنه بعد أن يتكون الكثيب ينتج صعود تيار هوائي فوقه وبالتالي تزداد سرعته تلقائياً ويزداد حجم الكثيب (شكل ٥٣) وطبقاً لرأى كلوزفان هناك أدلة على ثبات الدوامات اللولبية وجدت في الكثبان الرملية بصحراء سمبسون بأستراليا حيث وجد ان هذه الكثبان تكونت حول نويات Cores من رواسب فيضية قديمة لم تتحرك من مواضعها منذ بدأ الكثبان (٢٨) ولا شك ان هذا الرأى يتعارض بالطبع مع الرأى القائل بأن العديد من نظم الكثبان قد تكون في فترة البليستوسين عندما كانت تسود رياح قوية خاصة أثناء الفترات الجليدية حيث يربط Fairbridge بن تكون الكثبان النشاط في المناطق الصحراوية

(28) Derbyshire, E., and Others, Op. cit., p. 178.

وبين حدها، الجليد البليستوسيني في العروض العليا كما يشير الى وجود كوابل طولية متتالية تحت مياه البحر شمال استراليا وفي الجزيرة العربية وغرب أفريقيا. كما يلفت النظر أيضا الى ظهور بقايا لكثبان طولية في كل من حوض الكونغو وجنوب السودان يحتمل رجوعها الى البليستوسين ويرر وجودها في تلك العروض الدنيا - فيما بين ١٠ شمالا وجنوبا من خط الاستواء - الى أن المسافات القصيرة بين مناطق الضغط المرتفع والمنخفض في البليستوسين أدت الى زيادة سرعة الرياح .



شكل رقم (٥٢) دوالطامة في تلويسه التلابة الطولية (السودان)

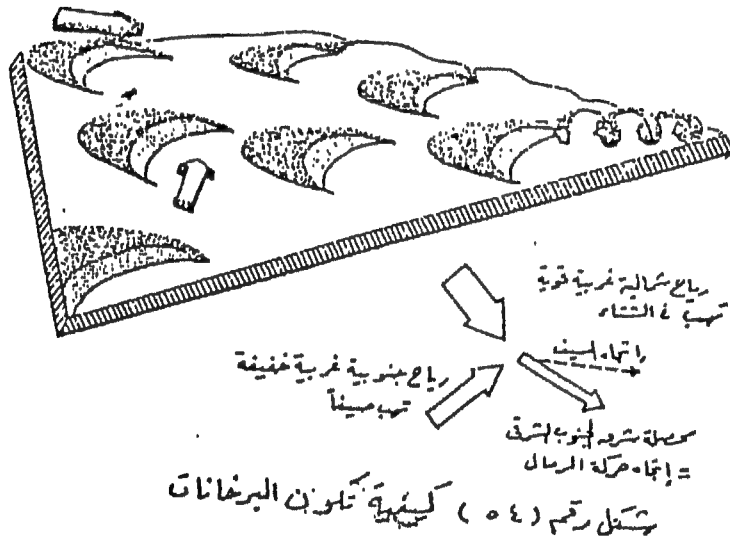
وأما عن ارتفاعات الكثبان الطولية فنجد أنها قد تصل إلى ١٢٠ مترا كما هو الحال في ايران و يبلغ ارتفاعها في مصر ١٠٠ متر وطبقا لباجنولد فإن عرضها تقريبا قدر ارتفاعها ستة مرات (٢٩) وقد تمتد الى مئات الكيلومترات مثل غرد أبى المحاريق الذى يمتد لأكثر من ٣٥٠ كيلومترا من جنوب منخفض القطارة متجها جنوبا بشرق حتى منخفض الخارجة .

٣ - الكثبان الهلالية Barchans

تظهر الشكبان الهلالية عادة بسبب هبوب رياح من اتجاه واحد uni-directional wind فوق رصيف صحراوي صلب مع توفر كميات كبيرة من الرمال السائبة ويبدو جانبيه المواجه لهبوب الرياح قليل الانحدار يأخذ الشكل

(29) Thornbury, W. D., 1969, Principles of Geomorphology 2nd Edition, New York, p. 296.

المحدب Convex بينما يشتد الانحدار في الجانب المقعر الواقع في منصرف الرياح والذي ينحصر بين قرنين يشيران الى الاتجاه الذي تهب نحوه الرياح و يبلغ درجة انحداره نحو 34° (وهي الزاوية الحرجة لاستقرار وثبات الرمال السائبة) ، ويتراوح عرض الكثيب الهلالي ما بين ٥ - ٤٠ متر وتتراوح المسافة بين القرنين ما بين ٥ - ٢٥٠ متر كما يتراوح ارتفاعه ما بين ٥ - ١٥٢ مترا لاحظ شكل (٥٤) الذي يوضح الأبعاد المورفولوجية لبرخان نموذجي وكيفية تكوين البرخانات و يبدأ ظهور البرخان بتكون كومه تزداد ارتفاعا حتى يستقر الوجه المظاهر للرياح .



و يتميز القرنان باستطالتهما بصورة مستمرة وقد يزداد أحدهما طولا عن الآخر مما يشير الى هبوب رياح غير منتظمة وقد يرجع السبب أيضا الى عدم انتظام كميات الرمال التي تضاف الى الكثيب أو الى ميل الرصيف الصحراوي الذي تكون فوقه وعادة ما يتقدم البرخان باضافة كميات من الرمال الى قمته أو بإزالة الرمال من أقدام الجانب المظاهر للرياح الى أن يصل انحداره الى 34° وهي زاوية الاستقرار Angle of Repose وأما الجانب الآخر المواجه للرياح والذي يتميز بقلعة انحداره وتحده فإنه يتعرض للنحت بمعدل أكبر من وجه الإنهيار

حيث تتحرك الرمال المنحوتة وتستقر مباشرة خلف القمة حيث يهبط تيار الهواء . يتجاوز الانحدار في الجانب المظاهر للرياح درجة الاستقرار حينئذ تنزلق الرمال الى أسفل مكونه ما يعرف بوجه الانهيار Slipface (٣٠) .

وعادة تختلف سرعة البرخانات النشطة تبعاً لأحجامها وأشكالها ومواقعها . يعتبر ارتفاع وجه الانهيار بصورة عامة أكثر العوامل أهمية في التأثير على حركة البرخان وان كان لا يمكن تجاهل اثر كل من نظم الرياح وكميات الرمال (٣١) المتوافرة والطوبوغرافيا وغطاء النباتي .

وقد قامت دراسات هامة عن حركة الكشبان الهلالية في منطقة وادي امبريال بولاية كاليفورنيا الأمريكية حيث تابع كل من شارب ولونج التغيرات التي طرأت على الكشبان في تلك المنطقة خلال الفترة من ١٩٤١ حتى ١٩٦٣ أى لمدة عشرون عاما وأغلب هذه البرخانات تتميز بصغر أحجامها وعزلتها وأصغرها حجما تبلغ المسافة بين قرنية تسعة أمتار وأكبرها يتراوح ارتفاعها ما بين ٨ : ١٢ متر والمسافة بين القرنين بضعة مئات من الأمتار وبعضها يتميز بقرنته بمعنى أن العلاقة بين A (تعنى المسافة بين القمة والقاعدة) و C (تعنى المسافة بين القرنين) منخفضة ويقصد بهذا الاختصار أن المسافة الأفقية أكبر بكثير من المسافة الرأسية .

ويرى كل من شارب ولونج أن من الأهمية بمكان عند دراسة أثر شكل البرخان على تحركه أن نعرف ما إذا كان البرخان في حالة نمو أم في حالة ثبات وقد أشار أيضا بأن البرخان الذي له قمة وحافة Brink يسلك سلوكا مغايرا للبرخان الذي تنطبق قمته على حافته ولذلك من المهم أن تأخذ في الاعتبار عند دراسة تحرك الكشبان في السهول الصحراوية مدى الاختلاف بين قمة الكتيب وحافته أو طرفه . (٣٢) .

(30) King, C.A.M., Op.cit, p. 137.

(٣١) قد تظهر هذه الرمال على السطح أو تكون موجودة بكميات كبيرة في الفراغات البينية للتكوينات الحصوية التي عادة ما تغطي الرصيف الصحراوي .

(32) Derbyshire, E., and Others, Op.cit, pp. 181-182.

ومن الدراسات الخاصة بالكثبان الهلالية ما قام به هاستنرات Hastenrath سنة ١٩٦٧ من دراسة لأثر الحركات الايرو ديناميكية على البرخانات الهلالية في منطقة بمبادى لاجويا جنوب بيرو حيث يمتد حقل الكثبان على مساحة مائة كيلومتر مربع فوق مستوى سطح البحر ١٢٠٠ متر في منطقة رصيف صحراوي مغطى بمحصى ناعم وقام هاستنرات بقياسات عديدة في الحقل منها طول وجه الانهيار L_s ، عرض القرن W ، ارتفاع الكثيب H وذلك بالأمتار والزاوية الناتجة عن ميل الجانب المواجه للرياح مع سطح الأرض $\sin E$ التحرك الكلي للكثيب خلال عدد من السنوات D_1 معدل التحرك بالمتر في السنة وقد ربط بين التباين في شكل الكثيب وحجم الرمال بها وبتوقيعه للكثافة النوعية الكلية للكثيب (جرام/سم^٣) وجد أن هناك انخفاض في تلك الكثافة بالاتجاه نحو منصرف الرياح وظهر من دراسته أيضا أن تلك البرخانات قد تكونت ونمت الى أقصى حد لها ثم تقلص حجمها مرة أخرى وأزيل بعضها خاصة في اتجاه منصرف الرياح (٣٣).

ويمكن تلخيص دراسة هاستنرات فيما يلي :

أ — تحت ظروف رياح منتظمة مع توافر كميات كبيرة من الرمال و سطح مستوى فإن البرخانات تتحرك في حالة من التوازن بمعنى أنها تتحرك دون اضطراب في حجمها وشكلها .

ب — أن المواد الحصوية على الجانب المواجه للرياح من الكثيب تؤدي الى اضطراب تيار الهواء فوق الكثيب لدرجة يمكن أن يقلص معها الكثيب أو يتلاشى تماما .

ج — ان حركة الكثيب الهلالي تزداد بزيادة سرعة الرياح وان كانت الرياح غير المنتظمة القوية يمكن أن تؤدي الى تدميره .

وجدير بالذكر هنا أن البرخان عند تحركه عادة ماتبدى أطرافه — قرونه — حد أدنى من المقاومة عكس كتلته ولذلك فهي تتقدم بمعدل أسرع و يتراوح معدل

(33) Ibid, p. 183.

المتحرك ما بين ستة أمتار في السنة بالنسبة للبرخان المرتفع كبير الحجم وأكثر من ١٥ متراً بالنسبة للبرخان الأصغر وكما ذكرنا فقد لاحظ بيدنل أن بعض كثبان الواحات الخارجة بمصر قد تحركت بمعدل سنوي ١٨,٤ م وهي التي لا يزيد ارتفاعها عن أربعة أمتار.

وفيما يلي توضيح لحركة الهواء وتحرك الرمال في الجانب من الكثيب الهلالي المظاهر للرياح :

تزداد قوة الدوامات الهوائية وتزداد حجماً على الجوانب من البرخانات المواجهة للرياح خاصة عند هبوب رياح عاصفة تتراوح سرعتها ما بين ٦٠ — ٨٠ كيلومتر في الساعة (٣٤) وكما ذكرنا فإن الارساب يحدث في هذا الجانب . عند انزلاق حبيبات الرمل وتراكمها أسفله عند اشتداد الانحدار وتجاوزه زاوية الاستقرار.

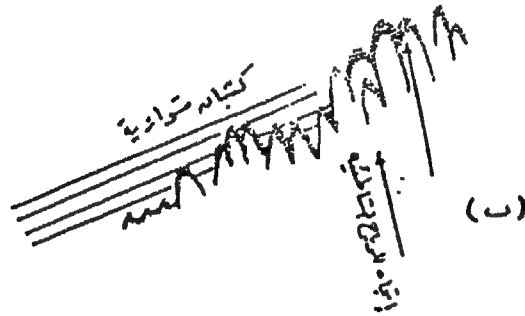
ورغم ان هناك الكثيرون من الجغرافيين أمثال شارب Sharp وكوبر Cooper لم يتأكدوا من أثر الدوامات في تكوين الكثبان عند دراستهم الحقلية لها نجد من جهة أخرى أن ملاحظات Hoyt الحقلية سنة ١٩٦٦ على حركة الهواء في الكثبان الرملية بصحراء ناميبيا أثبتت جزئياً أهمية الدوامات في الجوانب المظاهرة للرياح في كل من الكثبان العرضية والهلالية فقد وجد أن تيار الهواء المتحرك فوق جانب الكثيب المواجه للرياح يصعد الى أعلاها متخطياً قته مستمراً في تحركه في اتجاهات متعددة فوق جانبه المقعر وعندما تشتد الرياح قوة فإن تيار الهواء المتحرك فوق الجانب المقعري يهبط أسفله ويعود فيصعد فوقه في شكل دوامة كبيرة وطبقاً لهوايت فإن هذا التيار قد يؤدي الى تحريك وإزالة الرمال الموجودة على السطح في مواجهة الكثيب ليصبح خالياً من الرمال حيث يتقدم فوقه الكثيب بعد ذلك وتتمثل أهم العوامل المؤثرة في دوامة منصرف الرياح فيما يلي : Lee Eddy سرعة الرياح ، كمية الرمال ، حجم الحبيبات ، الرطوبة وارتفاع الكثيب وهذه العوامل يمكن أن تساعد على قوة الدوامة الهوائية في التحرك وحمل الرمال (٣٥) في اتجاه تحركها .

(34) Ibid, p. 183.

(35) Warren, A., Op.cite, p. 338.

و يذكر وارين ان البرخانات في عين صلاح بالجزائر يبدو أنها تولد دوامات قوية ومؤثرة عند أقدامها تؤدي الى اكتساح الرمال حيث تظهر في صورة أشربة رملية تمتد في اتجاه تقدم الكتيب .

وهناك أنواع أخرى من الكشبان مثل الكشبان العرضية Trans- Verse Ounes وتتميز بقلتها في الطبيعة وتمتد في صورة سلسلة طولية تتميز قممها بالاستدارة نسبيا وتمتد متوازية في خطوط مستقيمة متقاطعة مع اتجاه الرياح السائدة ويتراوح طولها ما بين ٨ - ٥٠ كيلومتر وارتفاعها ما بين ١٦٥ : ٢٧٠ مترا وتشبه قممها قمم البرخان وتظهر بها بعض الحفر الناتجة عن الدوامات الهوائية كما أن ظاهرة الانزلاقات الثانوية Slump شائعة بينها ويبلغ انحدار جوانبه المواجهة للرياح ٢٥° وعادة ما يرتبط هذا النوع من الكشبان بالصحاري القاحلة الخالية تماما من النباتات (٣٦) شكل (٥٥) . وتوجد كشبان تشبه



شكل رقم (٥٥) - رسم توضيحي للكتبان القطعية .
- سلسلة من الكشبان القطعية لاحظ اتجاه الرياح
ومحاور الكشبان

(36) Thornbury, W.D., Op.cite, p. 298.

النجوم وهى الكشبان النجمية Oghurd تمتد على مسافة تتراوح ما بين ١٠٠٠ إلى ٢٠٠٠ متر وتبدو فى الطبيعة ذات قم مدبية وأذرع ممتدة شديدة الانحدار بينما الأحجام الصغيرة منها ذات قمة واحدة ومن المحتمل أنها تكونت بسبب تغير فى اتجاه الرياح وربما نتجت عن التحام كشبان صغيرة بكثيب أكبر حجما وقد ذكرنا من قبل أن الكشبان الأصغر حجما تتحرك بمعدل أسرع من الكشبان الكبيرة ولذلك فهى كثيرا ما تلتحم بها عندما تقترب منها .

٤ - الكشبان الساحلية

تعد أكثر تعقيدا من الكشبان الصحراوية من حيث الشكل والتكوين رغم تشابهها فى بعض الملامح حيث ان خصائصها ترتبط الى حد كبير بالنباتات التى تنمو فوقها كما نجد أن كثيرا من المناطق الساحلية تقل بها الكشبان الرملية وان ظهرت فتبدو فى صورة حافات منخفضة موازية للشاطئ، وذلك عندما تقل كميات الرمال فى المنطقة الساحلية مما يؤكد أن تكويناتها مشتقة من رمال البلاجات ، ويؤثر النبات كثيرا فى الحد من سرعة الرياح وعندما تهب على الكشبان رمالا سافية فإنها تعمل على زيادة ارتفاع الحافات الرملية وتعمل على تثبيت النباتات التى تنمو فوقها مما يساعد بالتالى على زيادة التراكم و يلاحظ أن الكشبان الساحلية عادة ماتتبع اتجاه الرياح السائدة بدلا من اتباع خط الساحل والشكل (٥٥) يوضح العلاقة بين الكشبان الساحلية والرياح السائدة عند الطرف الشمالى الشرقى لخليج دندى على بحر الشمال (٣٧) وفى الساحل الشمالى لشبه جزيرة سيناء نجد أن الكشبان الساحلية ترتبط بوضوح بالتكوينات النباتية الملحية والجفافية التى تنمو فى هذه المنطقة حيث تتميز تلك الكشبان بصغر أحجامها وقلة تحركها إذا ما قورنت بالكشبان الرملية الهلالية التى توجد الى الجنوب منها بعيداً نحو الصحراء القاحلة والتى تتميز بسرعة تحركها وكبر حجمها . وقد رأى أبو العينين خلال دراسته الحقلية فى التكوينات الرملية بمنطقة رشيد أن الأجزاء السفلى من الكشبان الرملية تبدو أكثر تماسكا عن طريق الحشائش وأحيانا النخيل بينما فى

(٣٧) نعرف هذه الكشبان الساحلية برمال بارى Barry وقد اتاحت الفرصة للكاتب أن يلاحظ خصائصها خلال وجودة فى تلك المنطقة سنة ١٩٨٢ ، ١٩٨٣ .

الأجزاء العلوية تبدو حبيباتها مفككة غير متماسكة و يبدو أثر التوجع عليها بفعل هبوب الرياح كما هو الحال في التلال الرملية القبابية المركبة في منطقة رشيد (٣٨) .

وتظهر الكثبان الساحلية في أشكال مختلفة وإن كانت بصفة عامة تأخذ شكل القطع المخروطى Parabolic مع اتجاه الجانب المقعر نحو الرياح وأحيانا ماتأخذ شكل حرف U وقد توجد كثباناً عرضية خاصة في الأقاليم الجافة وشبه الجافة راجع شكل (٥٥) كما قد تظهر الكثبان الهلالية وذلك في حالة ظهور مستوى سطح المياه الأرضية Underground Water Table بفعل عمليات التذرية Deflation وأحيانا ماتظهر في منطقة كوينزلاند باستراليا حيث يصل ارتفاعها الى أكثر من ٣٧٥ متراً فوق مستوى سطح البحر كما تظهر تلال رملية معزولة يصل ارتفاعها الى أكثر من ١٥٠ متراً ممتدة لمسافة خمسة كيلومترات وهى عادة ماتظهر متوازية مع الرياح السائدة أو متقاطعة معها . وأهم العوامل المؤثرة في الكثبان الساحلية تتمثل في نظم الرياح السائدة ، كميات الرواسب المحلية ، طوبوغرافية المنطقة والتكوينات النباتية والموقع .

٥ - تكوينات اللويس :

تتميز بتكويناتها الدقيقة (٣٩) والتي تنقل بفعل التعلق حيث تظل معلقة في الهواء لفترة طويلة الى أن تهبط مع سقوط الأمطار - والتي تعتبر بمثابة نويات أو أسطح تتكاثف عليها قطرات الأمطار وقد تهبط أو تساقط بفعل التأثيرات الكهربائية فقد لاحظ Beaver سنة ١٩٥٧ ، أن العواصف الترابية غالباً ما تظهر نشاطاً كهربائياً قوياً ويرى أن احتمال حدوثه بسبب التحركات الشديدة والمكثفة للذرات الدقيقة وتتميز تكوينات اللويس بعدم طباقيتها وذلك يرجع

(٣٨) حسن سيد أبو العينين ، أشكال التكوينات الرملية في منطقة رشيد وضواحيها ، مقالاً بالمجلد الجغرافية العربية ، العدد السادس سنة ١٩٧٣ ، ص ٢٣ .

(٣٩) تشير اللويس الأولية أى التي ترجع في أصلها الى الهواء ولم يعد ترسيبها بعوامل النقل الاخرى بقعة حبيباتها التي تتراوح ما بين ٠.٢ - ٠.٦ مم مع مظهر بعض التكوينات الرملية كما أنها جيدة التصنيف .

أساسا إلى تساقط هذه الذرات الصلصالية الدقيقة والتي تتميز بأنها أكثر قابلية للتلاصق من الرمال وذلك بسبب التجانس الكيميائي بين ذراتها واحتوائها على الرطوبة وعدم الانتظام في شكل الذرات كما تعمل كربونات الكالسيوم التي تتسبب في هذه التكرينات على التحامها ونظرا إلى قلة نفاذيتها للمياه إذا ما قورنت بالرواسب الرملية فإنها إذا وجدت بجانب الأنهار فتبدو في صورة جروف شديدة الانحدار نحو مجرى النهر خاصة عندما تنمو فوقها الأشجار والحشائش التي تزيد من تماسكها ويميل لونها إلى الأصفر أو البرتقالي وتنتشر في مساحات واسعة من شمال الصين في مقاطعة كانسو حيث تظهر كأراضي وعرة بسبب إزالة الغابات في العصور الماضية — كما وجد في ولايات الوسط الغربي بالولايات المتحدة ويطلق عليها هناك اسم Adobe كما توجد في وسط وشمال أوروبا وفي مناطق كثيرة أخرى في العالم .

الفصل السابع

الأمواج : مفهومها والجهود السابقة التى بذلت فى دراستها

- الرياح والأمواج .
- طاقة الموجة .
- الأمواج والشواطىء
- ١ — ارتداد الموجة
- ٢ — انحراف الموجة
- ٣ — تشعع الموجة
- ٤ — تداخل الأمواج
- ٥ — تكسر الأمواج
- بعض أساليب قياس الأمواج
- الأمواج وعملها المورفولوجى على الشواطىء
- أ — الرواسب العالقة
- ب — حركة الرواسب فى المياه الشاطئية
- التغيرات فى قطاعات الشاطىء
- حركة الرواسب على طول الشاطىء

الفصل السابع

الأمواج

« مفهومها والجهود السابقة التي بذلت في دراستها »

الأمواج ببساطة عبارة عن تموجات سطحية (Undulations) تسببها الرياح التي تهب فوق سطح البحر أو أى مسطح مائى آخر كالبحيرات والخلجان وهذه التموجات الاهتزازية (Oscilatory) تنتشر على سطح البحر فى اتجاه هبوب الرياح التى سببتها ومعنى ذلك أن الشكل فقط هو الذى يتحرك بينما حركة جزيئات الماء تكون محدودة .

وهناك أنواع أخرى من الأمواج ليست من نتاج الرياح ولكنها تتولد بفعل حدوث الزلازل والانزلاقات الأرضية فى قيعان المحيطات ويطلق على هذا النوع من الأمواج كلمة تسونامى (Tsunami) اليابانية وتعنى هذه الكلمة لغويا أمواج المد (Tidal Wave) رغم أنها لا ترتبط بأى شكل بالمد^(١) وتعد أطول أنواع الأمواج حيث يصل طولها الى مئات الأميال وفترة أكثر من ١٥ دقيقة ونظرا لاثارها المدمرة على السواحل التى تتعرض لها تنتشر محطات الانذار الخاصة بتسجيل مواقع حدوث الزلازل التى تسببها كما هو الحال على طول الساحل الغربى للولايات المتحدة وسواحل اليابان . كما توجد أمواج محيطية تنتج عن جاذبية الشمس والقمر ولكنها أمواج غير محسوسة بسبب دقتها .

(١) تعد أمواج تسونامى أكثر أنواع الامواج تدميرا حيث تظهر بصورة فجائية مرتبطه بأضطرابات قاع البحر من زلازل وبراكين كما أن التفجيرات الذرية قد ينتج عنها مثل هذه الامواج فينتج عن هبوط جزء من قاع البحر على سبيل المثال تحرك سلسلة من الامواج التى ترحل المسافات بعيدة بسرعة كبيرة ونساعة محدودة فى طاقتها وتتميز فى المياه العميقة بارتفاعاتها المحدودة ولكن بلحولا مياها ضحلة فأنها ترتفع الى مناسيب عالية تؤدى غالبا الى أغراق السواحل التى تتعرض لها ويعتمد ارتفاعها فى المياه الضحلة على شكل الساحل والاعماق التى امامه .

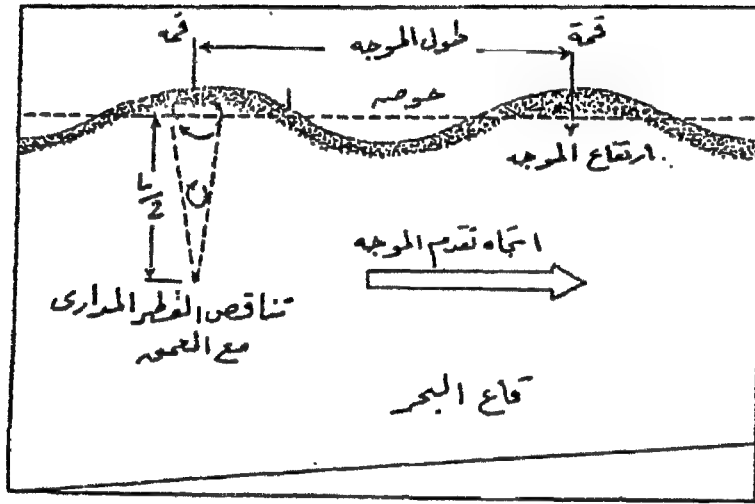
ويجدر بالذكر هنا القول بأن العديد من الجوانب الخاصة بالأمواج غير معروفة يقيناً رغم العديد من الدراسات والتجارب الحقلية والمعملية الخاصة بها ويرجع ذلك الى طبيعة الأمواج من حيث اختلاطها الشديد وتباين أحجامها وصعوبة قياسها خاصة في منطقة التكرس أو أثناء هبوب رياح عنيفة وسط المحيطات ، ومع ذلك فقد تطورت الأجهزة الخاصة بقياسها وأصبح من اليسر الآن قياس قوتها وأبعادها والتنبؤ باثارها على المناطق الساحلية كما ساهم الحاسب الآلى كثيراً في تطوير وتسهيل عمليات التحليل الخاصة بالمادة العلمية الوفيرة التى يمكن الحصول عليها من قياسها في الطبيعة وقياسات المتغيرات العديدة التى تؤثر عليها مثل سرعة الرياح وقوتها في مناطق تولد الأمواج وأعماق المياه أمام السواحل وغيرها .

وقد جذب انتباه الانسان منذ القدم الحركة الاهتزازية للأمواج فقد يرى الأشياء تطفو فوق سطح البحر وتحرك الى أعلى وإلى أسفل وإلى الأمام وإلى الخلف ولكنها لا تنتقل أفقياً لمسافات كبيرة وكانت أول نظرية علمية لتفسير ذلك قد ظهرت سنة ١٨٠٢ على يد الألماني (Frantz Gerstner) حيث أوضح من خلالها بأن جزئيات الماء داخل شكل الموجه تحرك في مدارات دائرية (Circular Orbits) وان الماء يتحرك عند القمة حركة أفقية في اتجاه تحرك الموجه بينما يتحرك عند قاع الموجه في اتجاه عكسى وهكذا فإن أى جزئ من الماء على السطح يقتفى اثر المدار الدائرى والذي يساوى قطرة ارتفاع الموجه نفسها وحيث تمر كل موجه فإن الماء يعود في الأغلب الى موقعه الأصلي كما ذكر جيرزنى أيضاً أن الموجه عادة ماتكون ذات قبة مستديرة (Trochoid) في المياه العميقة وقد أكمل أعماله بعد ذلك جورج ايرى (G. Airy) وكليلفن وستوكس (Stokes) في أواخر القرن التاسع عشر (٢) .

وقد كان كل من الألمانيين ايرنست (Ernst) وفير (W. Weber) من الرواد الأول في عمل تجارب خاصة بالأمواج فقد نشرا كتابا في سنة ١٨١٥ عن الدراسات الخاصة بصهريج الأمواج Wave Tank وكان هذا

(2) Bascon, W., 1959, Ocean Waves, In Oceanography Scientific American, San Francisco, p. 43.

الصهر ييج من ابتكارهما وكان طوله خمسة أقدام وذو جوانب زجاجية يثبت عند أحد جوانبه أمبوبة يمكن من خلالها توليد أمواج بالصهر ييج وقد شملوا في تجاربهم الماء والزئبق .. ومن نتائج تجاربها أن الموجة المرتدة لا تفقد أى جزء من طاقتها كما تأكدا من الحركة المدارية لجزيئات الماء مع انكماش المدارات واتجاهها نحو التسطح مع قلة العمق .
شكل رقم (٥٦) .



شكل رقم (٥٦) يوضح طول الموجة وقمته وقاعها وقطرها وتقدمها

وفي القرن العشرين بدأت تتعدد الدراسات والتجارب لتضيف تقدما كبيرا في مجال الامام بخصائص الأمواج وتبلورت هذه الأعمال خلال الحرب العالمية الثانية مع تطور العمليات البرمائية *Amphibios Operations* فقد قام معهد سكريبس *Scripps* للاوقيانوغرافيا بالولايات المتحدة بمجهودات ضخمة لدراسة التفاعل ما بين الرياح والأمواج خلال الحرب وكان علماء هذا المعهد ومنهم فالتر مونك *Walter Munk* وهادولد سيردروب *Hadold Syerdrup* أول من وضع بطريقة كمية متكاملة كيفية انتقال الطاقة من الرياح الى الأمواج ومع هذه الدراسات ودراسات أخرى عديدة أكثر

تطوراً فإن دراسة الأمواج بدأت تدخل مرحلة جديدة خاصة بعد تطور الأجهزة العلمية الخاصة بقياس أبعاد الموجة فقد أصبح الآن من السهل قياس الأمواج وسط المحيط من السفن بواسطة مسجل الأمواج Wave Recorder كذلك تطورت وسائل قياس الأمواج في المياه الضحلة قرب الشواطئ من المراكب أو بأجهزة قياس مثبتة على الشاطئ والآن يستخدم الرادار في دراسة الأمواج خاصة فيما يختص بأبعادها وهي ارتفاع الموجة Wave Height والمقصود به المسافة الرأسية بين القمة والقاع التالي لها ، فترة الموجة ويقصد بها الوقت Wave Period المستغرق في مرور قمتين متتاليتين على نقطة ثابتة في الثانية وأحياناً ما يطلق عليها تردد الموجة Frequency (٣) وأما طول الموجة Wave Length فهي عبارة عن المسافة بين قمتين وهي ترتبط مباشرة بفترة الموجة (شكل رقم ٥٦) .

ونظراً إلى أن أمواج البحر متغير لا نهائي ومتجدد بصورة مستمرة فإن الطرق الاحصائية تعد من أفضل الوسائل لتحليلها ووصفها خاصة مع التطور الضخم في أجهزة الكمبيوتر والبرمجة الآلية .

الرياح والأمواج :

يبدأ ظهور الأمواج عندما يؤدي الجريان الناتج عن احتكاك الرياح بسطح الماء (Fractional Drag) في تكوين تموجات (Ripples) به ومع استمرار هبوب الرياح فإن جانب الموجة المواجهة للرياح يمثل سطحاً يتعرض لقوة دفع الرياح مما يؤدي إلى تحريك الموجة إلى الأمام .

ونتيجة للجذب الناتج عن احتكاك الرياح بسطح الماء فإن أى ذرة في سطح الماء المائج تدور في مدار دائري في اتجاه أمامي عند قمة الموجة وفي اتجاه خلفي عند القاع وعندما يشتد هبوب الرياح يحدث تحرك أمامي للذرات عند قمة كل موجة على حده كما يكون تحركها الأمامي عند القمة أسرع قليلاً من تحركها الخلفي عند قاع الموجة .

(٣) يقاس بدوره موجيه في الشانبيه وتسمى (Hertz) نسبة الى عالم الطبيعة الالماني (Hertz) الذى اكتشفه Radio Waves

ونتيجة لتضافر عملية الجذب الاحتكاكي وعملية دفع الرياح لسطح الموجة فإن سرعة الموجة عادة ما تكون أكبر من سرعة الرياح المسببة لها (٤).

ونظرا لطبيعة الرياح التي تتميز باضطرابها وتباين قوتها فإن الأمواج التي تتولد عنها تكون في البداية — في منطقة توليد الأمواج — مختلطة ومتباينة بشدة من حيث الحجم والسرعة فقد تظهر الأمواج صغيرة الحجم التي تتميز بشدة انحدارها بحيث تتكسر مكونه غطاءات بيضاء وتخرج الطاقة الكامنة بها ويضاف جزء منها الى الأمواج الأكبر حجما وهذا تختفى الأمواج الصغيرة لتفسح المجال أمام الأمواج الأكبر والتي يمكنها أن تحتزن طاقتها بصورة أفضل ولكن مع هذا يستمر تكوين الأمواج الصغيرة. عندما تزداد قوة الرياح وسرعتها بصورة لا تستطيع الأمواج تحملها فيحدث أن يشتد انحدار قمة الموجة وتتكرر في البحر وهذا يحدث عندما تضيق القمة بوضوح ظاهر وتبدو كاسفين ضيق ويكون ارتفاع الموجة نحو $\frac{1}{5}$ طولها (*) وبصفة عامة عندما تولد الرياح أمواجا بأطوال مختلفة فإن أقصرها يصل إلى أقصى ارتفاع له — وبالتالي تتكسر — بمعدل أسرع من الأمواج الأطول والتي تستمر في نموها وفي تحركها وانتقالها لمساحات بعيدة عن معدل الرياح المولدة لها حيث ان تلك الأمواج الطويلة يمكنها أن تستوعب كمية أكبر من الطاقة عنها مع الأمواج القصيرة تحت نفس الظروف.

والواقع ان كيفية انتقال الطاقة من الرياح الى الأمواج من الموضوعات الصعبة التي تواجه دارس الأمواج وذلك رغم تقدم أجهزة القياس وتطبيق الأساليب الرياضية الحديثة وربما ترجع الصعوبة الى مخاطر بل استحالة قياس تلك العلاقة بين الرياح وماء البحر أثناء هبوب العواصف العنيفة التي تؤدي الى اضطراب شديد في مياه البحر وفي الوقت الحالي أمكن استخدام الرادار في الحصول على معلومات مفيدة في هذا الموضوع (٦).

(4) Butzer, K.W., 1976, Geomorphology from the Earth, Chicago, p. 224.

(5) Bascom, W., Op.cite, p. 46.

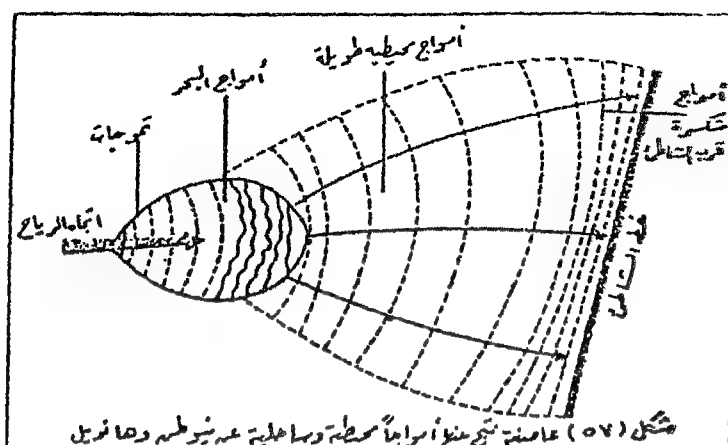
(6) Hanson, R.D.D., and Hanwell, J.D., Systematic Physical Geography, London, 1982, p. 182.

والأمواج ببساطة تتولد بالرياح عن طريق تحويل أو نقل الطاقة من الهواء الى الماء^(٧) بحيث تنمو الأمواج في الحجم مع زيادة قوة الرياح ومع زيادة فترة هبوبها وزيادة امتداد المسطح الذى تهب فوقه (Fetch) في المياه المفتوحة وقد تتولد أعلى الأمواج ارتفاعا في المناطق من المحيطات التى تتعرض للعواصف العنيفة مثل الهريكين والتى تبلغ سرعتها نحو ٨٠ ميلا في الساعة وتولد أمواجاً (يزيد ارتفاعها عن ٤٠ قدماً أكثر من ٢٥ متراً) .

والأمواج التى تتولد بفعل الرياح تنقسم الى نوعين رئيسيين (شكل ٥٧) :

أ — أمواج البحر Sea وهى تلك الأمواج التى تتولد أثناء هبوب الرياح أو العواصف في خليط غير منتظم من أمواج متباينة في أحجامها وفتراتها ومتداخلة مع بعضها البعض بصورة تعكس بوضوح خصائص الرياح المولدة لها وتنشأ تلك الأمواج في منطقة نفوذ الرياح القوية أو العاصفة المولدة وعادة ماتأخذ ما بين ١٢ — ١٤ ساعة لكي تتولد مع الأخذ في الاعتبار التباين في سرعة الرياح وفترة هبوبها (Duration) فنسب سرعة عشرة أميال (١٦ كم) في الساعة قد ينتج عنه أمواجاً يزيد ارتفاعها على قدمين (٦٠ سم) ورياح بسرعة ٢٥ ميل (٤٠ كم) / ساعة تولد أمواجاً يصل ارتفاعها الى أكثر من ١٥ قدماً (٤,٥ متراً) وإذا ما وصلت سرعة الرياح أو العاصفة الى ٥٠ ميلاً (٨٠ كم) في الساعة فإنها تولد أمواجاً تزيد عن ٦٠ قدماً (١٨ متراً) ارتفاعاً ومعنى هذا ببساطة أن ارتفاع الموجة يزداد هندسياً مع زيادة سرعة الرياح وفترة هبوبها^(٨) ويرتبط أيضاً بالمسافة التى تهب فوقها تلك الرياح ففى المسطح أو المسافة القصيرة (Short Fetch) فإن حجم الموجة وفترتها تعتمد على طول تلك المسافة وعلى سرعة الرياح بينما في المسافة الطويلة (Long Fetch) فإن حجم الموجة وفترتها يعتمد على سرعة الرياح وفترة هبوبها .

(٧) سوف تدرب بالتفصيل هذه الملاءمة تحت عنوان « طاقة الموجة » في الصفحات التالية .
(8) Butzer, K.W., Op.cite, p. 225.

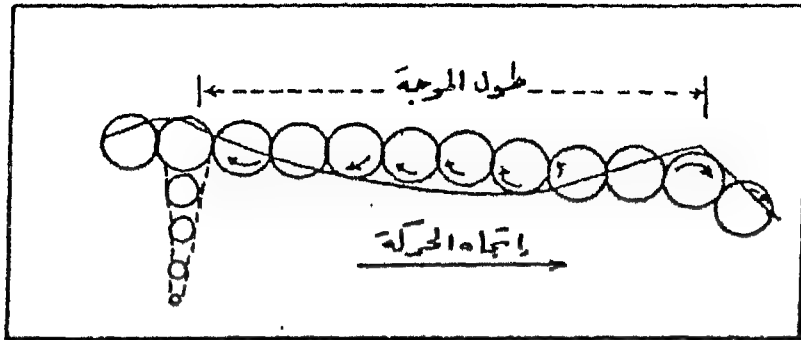


ب - الأمواج العادية () : مع استمرار تحرك الأمواج وقدرتها على الخروج من منطقة نفوذ الرياح القوية أو العاصفة فإنها تستقل بنفسها وهي عادة تتمثل في الأمواج الأطول والأقل ارتفاعاً والتي تزداد انخفاضاً مع استمرار تحركها وتتميز بانتظام نسبي وبساطة في شكلها ومدى فترة الموجة بهذا النمط من الأمواج يتميز بخصيه الشديد - تتراوح فترات ما بين ٦ : ١٦ ثانية - مما يدل على تجانسها الواضح وتباعدها المنتظم عكس الحال مع أمواج البحر (Sea) التي تتراوح فترات ما بين ١ , من الثانية الى نحو ٢٠ ثانية مما يدل بوضوح على عدم انتظامها وعلى اختلاطها الشديد .

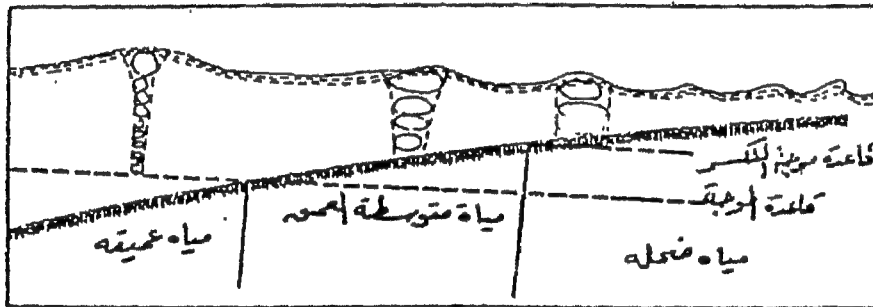
ويرى كارل بوتز أن تلك الأمواج قد ينشأ مع انتهاء العاصفة كما ان هبوب رياح عليّة ضعيفة لا يؤثر في اتجاه تحركها .

والحقيقة ان هذا النوع من الأمواج بقسمه المستديرة (rounded) وشكله التموجي المتجانس (sinusoidal) تعد أمواجاً نموذجية يمكن أن تخضع بسهولة للأسس الرياضية لنظرية الموجة (Wave Theory) (٩) فهي تتماثل مع نمط أمواج إيرى (Airy) التي تتميز بارتفاعها القليل في المياه العميقة وتموجها وتحرك حزبيات الماء خلالها في مدارات دائرية مغلقة عندما تكون في

(٩) Davies, J.L., 1980, Geographical Variations in Coastal Development, 2nd Edition, London, p. 25.



شكل رقم (٥٨) الحركة الاهتزازية للموجة



شكل رقم (٥٩)

المياه العميقة وتكون بينضائية (١٠) (Elliptical Orbits) في المياه الضحلة (شكل ٥٨ و ٥٩) .

وقد تزداد فتراتها عن ١٦ ثانية خاصة في نصف الكرة الجنوبي فيما بين خط عرض ٤٥° جـ والقارة القطبية حيث تمتد المسطحات المائية المتصلة فقرب سواحل نيوزاوث ويلز باسترايا تتراوح فترات الأمواج ما بين ٨ : ١٤ ثانية تصل الى ٢٠ ثانية أثناء هبوب العواصف مع ارتفاعات تصل الى ٣٠ قدماً (٩ متر) وان كانت تظهر بعض الأمواج القليلة يصل ارتفاعها الى ٥٠ قدماً تنتج عادة عند حدوث انطباق بين موجتين مختلفتين في فترتيهما . كما تصل الى الساحل الغربي

(10) Derbyshire, E. and Others, 1979, Geomorphological Processes, London, p. 111.

لكاليفورنيا السفلى أمواج قادمة من جنوب المحيط الباشفيكي من مسافة ٨٠٠٠ كيلومتر وقد تصل أطوالها الى أكثر من ٦١٠ مترا (٢٠٠٠ قدم) مع فترات أكبر من ٢٠ ثانية

وقد اظهرت الدراسات التي قام بعملها كل من بيرسون Pierson ونيومان Neuman سنة ١٩٦٠ ان الاقاليم التي يزداد فيها معدل تكرار العواصف هي بذاتها الاقاليم الرئيسية التي تظهر بها الامواج المرتفعة كما قام Holcombe سنة ١٩٥٨م بتحليل ٢٥ مليون ملاحظه علمية عن الرياح في البحر واستنتج منها ان خط العرض الرئيسي الذي يوجد به اكبر عدد من العواصف القوية يتمثل في خط ٥٤° جنوبا وخط ٥٦° جنوبا في الصيف مماثلة خط عرض ٦٢° شمالا صيفا و٤٦° شمالا شتاءا وان اكثر السواحل التي تتعرض للامواج المحيطية Swell هي السواحل المفتوحة حيث تأتي اليها من مناطق بعيدة. وحيث تتحرك تلك الامواج فانه بسبب انتشارها وتناقص ارتفاعها فانها تفقد جزءا من طاقتها ويقدر Bretschneider سنة ١٩٥٢ ان ما بين ٨٠ — ٩٠٪ من طاقتها تتبدد بعد مسافة ٢٠٠٠ كيلومتر من مصدرها ولكن بعد تلك المسافة فان معدل تبدد الطاقة يتناقص بشدة واذا ما قابلت رياحا تهب عكس اتجاهها فانها تفقد نتيجة لذلك جزءا من طاقتها واحيانا تؤدي تلك الرياح اذا ما كانت قوية الى تكسرها في صورة غطاءات بيضاء تظهر في المناطق البعيدة عن السواحل وسط المحيطات وعموما كلما كانت الموجة منخفضة ساعد ذلك على احتفاظها باكبر قدر ممكن من طاقتها واحتفاظها بشكلها (١١) الى ان تصل الى المياه الساحلية الضحلة.

سرعة انتشار الموجة: Wave Propagation Velocity

كما ذكر فان الامواج الناتجة عن الرياح تعد امواجا اهتزازية متجددة Progressive لان شكل الموجة Wave form يرحل لمسافة بعيدة عبر المياه السطحية للبحار والمحيطات ويمكننا الحصول على سرعة هذه الحركة.

(١١) Newson, M.D., and Hanwell, J.D. Op.cite, p. 125.

الخاصة بشكل الموجه من خلال المعادلة التالية :

$$S = \sqrt{\frac{J \cdot L}{2 \cdot \tau} \cdot \frac{A \cdot \tau}{L}}$$

س = سرعة الموجه (قدم/ثانية) .

$$C = \text{عمق الماء بالقدم} , \tau = \frac{7}{22} = 3,1419526$$

ج = ثابت الجاذبية , قدم في الثانية) .

ل = طول الموجه بالقدم ، أ تمثل ارتفاع الموجه .

ويمكن التعبير عن سرعة انتشار الموجه بالشكل التالي :

$$S = L/T \quad (\text{فترة الموجه}) \quad C = L/T$$

وحيث ان ل تساوى تقريبا ١,٥٦ قدر مربع الفترة في الثانية وذلك اذا كانت ل بالمتر واذا كانت بالقدم فان ل = ٥,١٢ مربع الفترة وهذا يعنى ان موجه في مياة عميقة فترتها ١٠ ثانية يكون طولها ١٥٦ مترا وتكون سرعتها التقريبية ٥٦ كيلومتر في الساعة وطول الموجه هنا نتج من حاصل ضرب الثابت ١,٥٦ في مربع الفترة وهو هنا ١٠٠ ، واما السرعة فهي حاصل قسمة طول الموجه ل (١٥٦م) على الفترة (١٠ ثانية) وهي ١٥,٦ متر في الثانية أو ٥٦٦٦ مترا (٥٦,١٦ كم) في الساعة (١٢) .

وجدير بالذكر هنا ان اطول فترة موجه سجلت كانت ٢٢,٥ ثانية بسرعة اكثر من ٧٥ كيلومتر في الساعة وهي من نمط الامواج المحيطية وهناك امواج قد تصل فترتها الى نحو ٣٠ ثانية ومازالت العوامل المسببة لها غير واضحة ويحتمل انها تنتج عن ضغوط تذبذبية Fluctuating Pressures في منطقة توليد الامواج وهذا النوع من الامواج يسبب مخاطر شديدة بالنسبة للسفن خاصة عندما تنحصر السفينة

بين قمتين من قم هذه الامواج ، كما ان آثارها على الشواطىء مازالت فى حاحه الى دراسات تفصيلية .

والشكل السابق يوضح العلاقة بين طول الموجه ، فترتها وعمق الماء .

طاقة الموجه :

كما ذكر آنفا فان كيفية انتقال الطاقة من الرياح الى الماء تعد من الموضوعات المهمة بالنسبة للكثيرين وفيما يلى ايجازا مبسط لتفهم موضوع تحول الطاقة من الهواء الى الامواج والذي يماثل كثيرا تحول الطاقة من الهواء الى السحب وتحركها فى إتجاه تحرك الرياح .

فالمواقع ان انتقال الطاقة من جسم الى جسم اخرى باحتكاكها ببعضها كما انها قد تنتقل دون احتكاك مباشر بينها فعلى سبيل المثال بالنسبة للحالة الاولى عندما يقذف لاعب كره التنس الكره بالمضرب فان الذى حدث بالضبط عبارة عن انتقال لجزء من الطاقة الحركية Kinetic Energy من المضرب الى الكره مما ادى الى رفعها فى الهواء بسرعة كبيرة والكرة فى حد ذاتها لم يكن بها أى قدر من الطاقة عندما كانت ثابتة على الارض ولكن مع تحركها فى الهواء فانها قد اكتسبت قدرا من الطاقة ادى الى سرعتها والتي ترتبط بمقدار ما اكتسبت من طاقة وبالنسبة لانتقال طاقة الحركة من جسم متحرك الى آخر دون ملامسة مباشرة يمكن استنتاجها من اجراء تجربه بسيطة تتمثل فى حوض به ماء ساكن مثبت عند نهايته قطعة مثبتة طاقية ، ثم تقوم بدفع قطعة اخرى من عند نهايته الاخرى المقابلة فالذى سيحدث عبارة عن تولد امواج على سطح الماء وتحرك القطعة أ فى حركة اهتزازية رأسية كنتيجة لانتقال الطاقة اليها من القطعة ب ومع تحرك الطاقة على طول سطح الماء فان جزيئات الماء Molecules تنذب الى اعلى والى اسفل متعامدة على اتجاه تحرك الطاقة وما يحدث فى هذا النموذج المبسط يمكن ان نتصوره ما بين الرياح وسطح البحر وان كانت اكثر تعقيدا بالاضافة الى ان سبل قياسها مازالت محدودة وتقابل بصعوبات عديدة خاصة فى منطقة تولد الامواج حيث العواصف العنيفة والمياه المضطربة بالبحر .

بالنسبة للأمواج في المياه العميقة والتي تتميز بانتظام شكلها (نمط امواج ايرى) فان الطاقة الكامنة Potential Energy تتساوى مع الطاقة الحركية Kinetic والاولى تختزن داخل الموجه مع تحرك افقى محدود بينما الثانية تظهر في تحرك جزئيات الماء في مداراتها الدائرية .

ويمكن استنتاج طاقة الموجه (المنتظمة) من خلال المعادلة التالية (١٣)

$$E = \frac{WLH^2}{8} \quad \text{تمثل طاقة الموجه .}$$

W وزن قدم مكعب من ماء البحر (٦٤ رطل) .

L طول الموجه .

H^2 مربع ارتفاع الموجه (حيث ان متوسط الطاقة لاي موجه يتناسب طرديا مع مربع ارتفاع الموجه) .

$$E = \frac{1}{8} P g H^2 \quad \text{او قد تستخرج بالشكل التالي :}$$

حيث P عبارة عن كثافة الماء و g ثابت الجاذبية .

اما بالنسبة لاستنتاج طاقة الموجه لكل وحدة مساحية في حالة الامواج غير المنتظمة من نمط ستوكس Stockes فيصبح شكل المعادلة كالآتي :

$$E = \frac{1}{8} P g H^2 \left(1 - \frac{1}{8} K_d^2 H^2\right) \quad \text{حيث } K_d \text{ عبارة عن ثابت}$$

ويمكن الحصول على معدل تحرك طاقة الموجه أو طيف الموجه Spec-trum بالمياه العميقة من المعادلة التالية (١٤) .

$$C_g = \frac{1}{2} C = \frac{1}{2} \left(\frac{g}{2\pi} T \right)$$

C_g عبارة عن معدل تحرك الطاقة .

$$\frac{2\pi}{T} = \frac{2\pi}{T} \quad \text{.. (ط)}$$

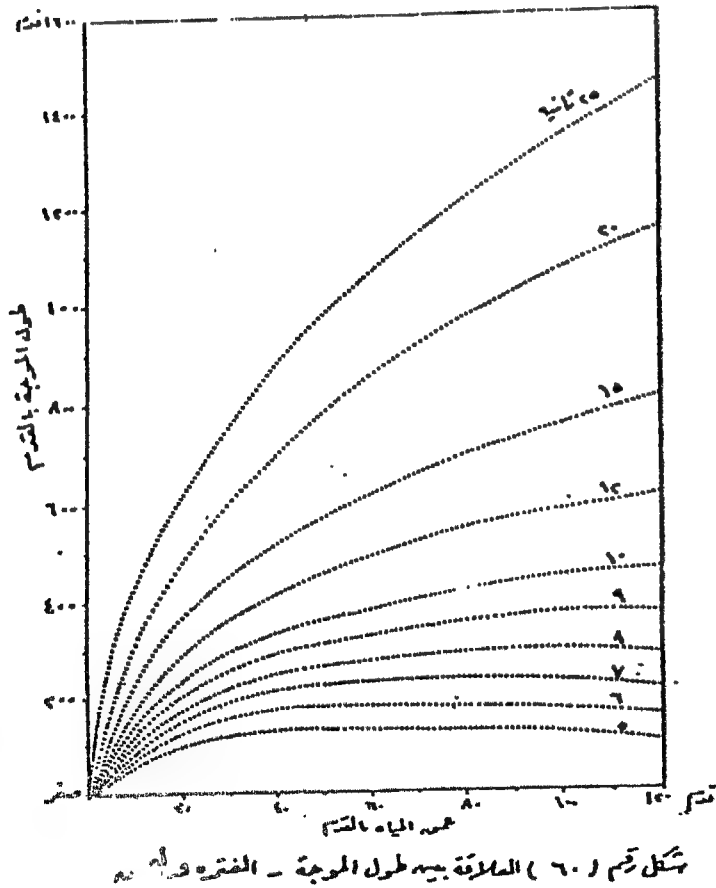
T = فترة الموجه .

(13) Derbyshire, E., and Others, Op.cite, p. 108

(14) Ibid.

وتفقد الامواج جزءا من طاقتها اثناء تحركها على سطح البحر وكما ذكرنا ان الامواج المحيطية المنتظمة تفقد نحو ٩٠% من طاقتها بعد مسافة ٢٠٠٠ كم من مصدرها ثم يبدأ معدل فقدتها لطاقتها ينقص بشدة ملحوظة بعد ذلك وان تكسر الامواج الصغيرة يضيف جزءا من الطاقة الى الامواج الاكبر، والتي تستطيع مقاومة عمليات التكرس في المياه العميقة وكما سنرى في الصفحات القادمة بانه عند دخول الامواج مجال المياه الساحلية الضحلة يحدث تغير كامل على طاقتها وعلى خصائصها الاخرى .

وبالنسبة للتوزيع الجغرافى لطاقة الامواج فنجد ان الامواج ذات الطاقة المرتفعة توجد فى المناطق التى تتعرض للعواصف القوية خاصة على السواحل



الغربية في العروض المعتدلة حيث تسود الرياح الغربية وحيث تصلها الامواج الضخمة باعداد كبيرة تزيد كثيرا عنها في السواحل الشرقية المقابلة ، ويرى كينسمان Kinsman سنة ١٩٦٥م ان الرياح تتجه لتوليد امواج اكبر حجما وذلك عندما تكون درجة حرارة سطح البحر اعلى من حرارة الهواء الملاصق له (١٥) .

وتتمثل الامواج متوسطة الطاقة على السواحل الشرقية في العروض المعتدلة وتنخفض الطاقة في امواج البحار المغلقة وشبه المغلقة مثل البحر الاحمر والخليج العربى وغيرهما وكذلك حول سواحل المتجمد الشمالى وحول سواحل القارة القطبية (شكل ٦٠) .

الامواج والشواطىء :

عندما تكون الامواج في مياه عميقة فان قطر المدار الدائرى لجزيئات الماء داخل الموجه يكون مساويا لارتفاع الموجه ومع تحركها نحو المياه الاقل عمقا يظل يتناقض هذا القطر وتتوقف الحركة المدارية عند عمق اقل من نصف طول الموجه تقريبا (شكل ٥٩) فحيث تلامس الحركة المدارية قاع البحر أمام الشاطئ يؤدي هذا الى نقص سرعة الموجه وتحول المدار الدائرى الى مدار بيضاوى Elliptical orbit - مع بقاء فترة الموجه كما هى دون تغير وكل موجه تصبح اقل سرعة من الموجه التالى لها وتقترب مقدمات الامواج من بعضها وتتزاخم أمام الشاطئ كذلك يؤدي قلة العمق الى زيادة كبيرة في ارتفاع الموجه وبالتالى زيادة تحدرها وعندما تكون نسبة عمق الماء الى ارتفاع الموجه ما بين ١,١ الى ١,٢ فإن القمة تتدحرج الى الامام (١٦) وترتفع الى اعلى ويبدو المظهر العام للامواج في المناطق الضحلة مختلف تماما عن صورتها في المياه العميقة فهى هنا عبارة عن قمم حادة تنفصل عن بعضها باحواض مسطحة نسبيا ويكون من المستحيل تحديد طول الموجه او فترتها في ظروف التغيرات العديدة التى تحدث لها خاصة عند اقترابها من نقطة التكسر .

(15) Davis, J. L., Op.cite, P. 25.

(16) Butzer, K. W., Op.cite, P. 227

ويكون من العلاقة الرقبة التالية تحديد العمق الذي تنكسر عنده الموجه .

$$H_b = 0.78d \quad \text{وهي: (١٧)}$$

حيث ان H_b يمثل ارتفاع الموجه المتكسرة breaker عمق المنطقة وبالنسبة للموجات القصيرة فانها تنكسر عندما تصل نسبة ارتفاعها الى طولها Height Length ratio الى ٠,١٤٣ .

واذا كانت الامواج لا تتأثر بقاع البحر عند اعماق تزيد عن طولها فانها عندما تقترب من مياه اقل عمقا فان طولها وسرعتها ينقصان بصورة مستمرة مع اقترابها من المياه الضحلة امام الشاطئ وتنعكس تضاريس القاع بوضوح على شكل الموجه حيث تؤدي الى انحراف قمم الامواج لتظهر امام الشاطئ متوازية مع بعضها تقريبا وتبدو هذه الظاهرة بوضوح مع الامواج التي تتميز بأطوالها الكبيرة وقد أظهرت التجارب أن هذه الأمواج ينتج عنها دفع الى الامام تجاه الشاطئ على طول القاع يزداد عندما تصل الموجه الى نقطة التكرس ويسبب ذلك تحرك الرمال تجاه الشاطئ ولذلك تعد هذه الامواج بنائيه عكس الحال مع الامواج القصيرة التي تصل الى المياه الضحلة منحدره يساعدها ويقوها هبوب رياح شاطئيه قوية مما يؤدي الى زيادة قدرتها على النحت والتدمير بخلق تيار متجه نحو البحر على طول القاع بصوره عنيفه تسمى تيارات شقيه drip currents. (١٨) (شكل ٦٠، ٦١).

وفيا يلي دراسته مختصرة لاهم التغيرات التي تحدث على الموجه عند اقترابها من المياه الضحلة امام الشواطئ (١٩).

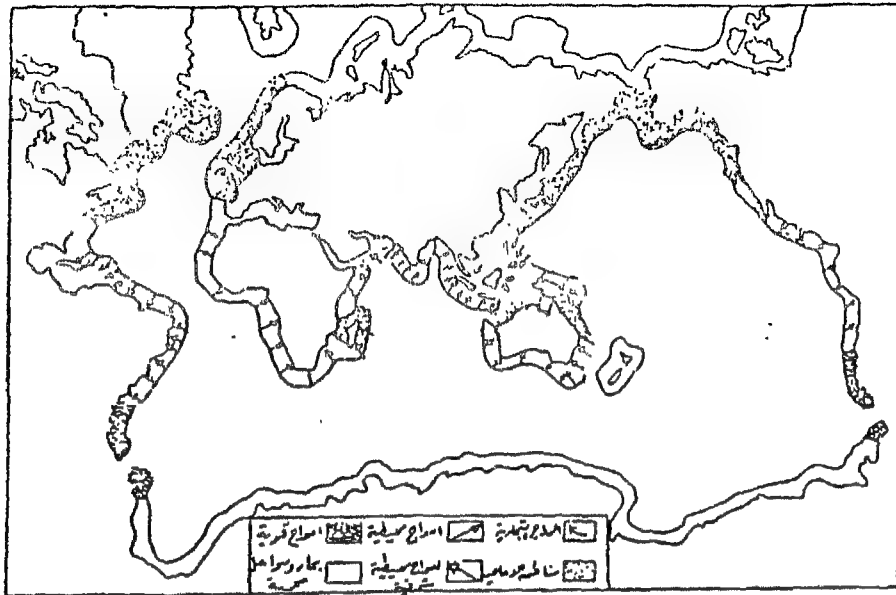
١- ارتداد الموجه Wave reflection

عندما تصطدم موجة بحاجز مستقيم Atrait barrier فانها ترتد

(17) Derbyshire, E., and Others, Op.cite, p. 111

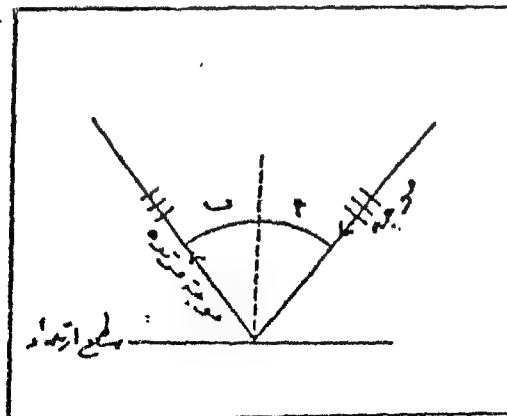
(18) King, C.A.M., 1978, Techniques in Geomorphology Edward Arnold, London, p.143.

(١٩) تكون المياه ضحلة اذا ما كانت الانحدارية بين عمق المياه d وطول الموجه L اقل من ٥٠ ويعبر عنها بالعمق النسبي d/L حيث d عمق المياه و L طول الموجه .



شكل رقم (٦١)

(تنعكس) الى الخلف كما يتضح ذلك من شكل (٦٢) والذي يبين اصطدام موجة بحاجز تمتد امامه مياه عميقة ويطلق على الخط العمودي المتقطع الخط العادي . Normal L والزاوية «أ» (ما بين الخط السابق وخط اتجاه الموجة المصطدمة Unident Wave تسمى بزاوية الاصطدام ويطلق على الزاوية «ب» زاوية الارتداد أو زاوية الانعكاس وقد اظهرت التجارب العديدة انها دائما متساويان واذا ما كان حاجز الاصطدام منحنيا Curved barrier فان



شكل رقم (٦٢)

ويمكن من العلاقة الرقبة التالية تحديد العمق الذى تتكسر عنده الموجه .

$$H_b = 0.78d \quad \text{وهى: (١٧)}$$

حيث ان H_b يمثل ارتفاع الموجه المتكسرة breaker عمق المنطقة وبالنسبة للموجات القصيرة فانها تتكسر عندما تصل نسبة ارتفاعها الى طولها Height Length ratio الى ٠.١٤٣ .

واذا كانت الامواج لا تتأثر بقاع البحر عند اعماق تزيد عن طولها فانها عندما تقترب من مياه اقل عمقا فان طولها وسرعتها ينقصان بصورة مستمرة مع اقترابها من المياه الضحلة امام الشاطئ وتنعكس تضاريس القاع بوضوح على شكل الموجه حيث تؤدي الى انحراف قم الامواج لتظهر امام الشاطئ متوازية مع بعضها تقريبا وتبدو هذه الظاهرة بوضوح مع الامواج التي تتميز بطولها الكبيرة وقد أظهرت التجارب أن هذه الأمواج ينتج عنها دفع الى الامام تجاه الشاطئ على طول القاع يزداد عندما تصل الموجه الى نقطة التكرس ويسبب ذلك تحرك الرمال تجاه الشاطئ ولذلك تعد هذه الامواج بنائيه عكس الحال مع الامواج القصيرة التي تصل الى المياه الضحلة منحدره يساعدها ويقويها هبوب رياح شاطئيه قوية مما يؤدي الى زيادة قدرتها على النحت والتدمير بخلق تيار متجه نحو البحر على طول القاع بصورة عنيفه تسمى تيارات شقيه drip currents (١٨) (شكل ٦٠ ، ٦١).

وفيا يلي دراسته مختصرة لاهم التغيرات التي تحدث على الموجه عند اقترابها من المياه الضحلة امام الشواطئ (١٩) .

١- ارتداد الموجه Wave reflection

عندما تصطدم موجة بحاجز مستقيم Atrait barrier فانها ترتد

(17) Derbyshire, E., and Others, Op.cite, p. 111

(18) King, C.A.M., 1978, Techniques in Geomorphology Edward Arnold, London, p.143.

(١٩) تكون المياه ضحلة اذا ما كانت العمق يساوي نصف طول الموجه اقل من طول الموجه اقل من d/L حيث d عمق المياه و L طول الموجه .

الموجة المرتدة تنجس للتركز في نقطة بؤرية Focal point (٢٠) والموجة المرتدة عادة ماتفقد جزءاً محدوداً من طاقتها ويحدث لها ذلك عندما تصطدم بجرف صخري منحدر تكون مياه البحر امامه عميقة وكلما زاد انحدار قاع البحر امام الجرف البحرى كلما زاد الفاقد من الطاقة عند ارتداد الموجة .

والواقع ان هناك عدة عوامل تؤثر في الموجة المرتدة أهمها : درجة انحدار قاع البحر امام الجرف وتضاريسه كما ذكر وكذلك تكوين الشاطئ ونسبة وعمق الماء امام الشاطئ وارتفاع الموجة فالموجة التي تتميز بقصر فترتها وارتفاعها المتوسط فانها غالباً ماتتلاشى على شاطئ قليل الانحدار يتميز بتكويناته الرملية بينما الموجة ذات الفترة الطويلة والارتفاع المحدود غالباً مايحدث لها ارتداد كامل تجاه البحر . فبالنسبة لموجة ارتفاعها خمسة اقدم وفترة ١٠ ثانية (طولها في المياه العميقة ٥١٢ قدم) فان النسبة بين ارتفاع موجتها المرتدة الى الارتفاع في المياه العميقة وذلك من شاطئ منتظم الانحدار مكون من صخور غير مسامية — يختلف — كما يوضحه الجدول التالي تبعاً لاختلاف معدل انحدار الشاطئ :

جدول رقم (٩)

الانحدار	نسبة الارتداد
١٠ : ١	٠,٥
٥ : ١	٠,٣٣
٤ : ١	٠,٦ (٢١)

٢ - انحراف الامواج

من المظاهر الرئيسية التي يمكن مشاهدتها عند دخول الامواج منطقة المياه الضحلة انحراف قممها عند اقترابها من الشاطئ خاصة عندما يكون شديد الانحدار او عندما تقترب من حوائط من صنع الانسان مثل حواجز الامواج وغيرها

(20) Jardine, J., Nat Phil "O", London, 1974, p. 5

(21) Derbyshire, H., and Others, Op.cite, p. 119

وانحراف الامواج يشبه كثيرا انحراف (انكسار) الاشعة الضوئية ولذلك فمعدل انحرافها يخضع لقانون سنيل Snells Law الخاص بانحراف أشعة الضوء بحيث تختلف معدلات انحرافها تبعا لاختلاف سرعتها .

وعندما تقترب الامواج تميل أمام الشاطئ فان خطوط القمة Crest lines تنحرف متوازية مع بعضها في محاذاة خط الشاطئ وهذا التغير في الاتجاه مع التغير في السرعة يسمى refraction وهذا ما يحدث تماما لانحراف أشعة الضوء بانتهالها من الهواء الى الزجاج مثلا حيث تنقص سرعتها خلال الاخير بنحو ٣٠% (٢٢) ويمكن توضيح ذلك بوضع لوح زجاجي بسمك مناسب في صهر يج الامواج Ripple Tank بحيث يكون عمق الماء فوقه ضحل جدا بالنسبة لبقية الاعماق بالصهر يج وهنا سوف تظهر الامواج - في الجزء الضحل ذات اطوال أقصر وحيث أن فترات الامواج ثابتة (وذلك لان مولد الامواج يعمل بنفس المعدل) فان سرعة الامواج في الماء الضحل ستكون بالطبع أقل . وبوضع منشور ثلاثي Triangle في صهر يج الامواج بحيث تصطدم الامواج بحافته بميل فان ما سيحدث هو تغير في اتجاه الامواج عند مرورها بالجزء الضحل وما تؤكد هذه التجربة هو أن الاتجاه الذي تتحرك عنده الامواج ينحني عندما تدخل مجالا تنقص فيه سرعتها (٢٣) وكلما زاد التغير في السرعة زاد انحرافها كما هو الحال مع الاشعة الضوئية .

وهذا ما يمكن ان يحدث امام الشواطئ حيث ان طوبوغرافية القاع امامها وامتداد النتوءات اليابسة وتوغل الخلجان كلها تعمل على انحراف الامواج (٢٤) والتي يكون معدل تقدمها عند مداخل الخلجان - حيث المياه أعمق - أسرع منها في المياه الضحلة أمام النتوءات الساحلية Promontories ويرجع ذلك الى أن

(22) Holmes, A., 1984, Principles of Physical Geology, 3rd, London, p. 504.

(23) Jardine, J., Opate, p. 6

(٢٤) كذلك قد يحدث انحراف للموجة اذ ما هبت رياح محلية بزاوية على الشاطئ مستقيم مما يؤدي الى اقتراب الامواج من الشاطئ في صورة منحرفة .

في منطقة لونج بيتش بكاليفورنيا لحماية البلاج من نحت الأمواج وقد هدم جزء منه بفعل أمواج قوية وقد أعيد بناء الحاجز ولكن في سنة ١٩٣٩ قد تكسر تماماً بفعل الأمواج وقد قامت دراسات لانحراف الأمواج في هذه المنطقة قام بها بول هورر Paul Horrer بمعهد سكر بيس وأثبت أن الأمواج المحيطية الطويلة القادمة من الجنوب الشرقي هي المسببة في كسر حاجز الأمواج وكان لوجود حافة غارقة على بعد سبعة أميال من الشاطئ بعمق الماء فوقها ٢٥٠ قدماً . الأثر الكبير في تركيز قوة الموجة وزيادة ارتفاعها عن المعدل بثلاث مرات ونصف ومنذ الحرب العالمية الثانية بدأ الاهتمام بتتبع التغيرات التي تحدث في طول وسرعة واتجاه الأمواج المقتربة من الشواطئ وأمكن من خلال تحليل الصور الجوية رسم خرائط طبوغرافية لقيعان البحر القريبة من السواحل (٢٥) وتحليل التباين في انحراف الأمواج وطاقة الموجة وارتدادها وغيرها من الخصائص التي يمكن أن تمدنا بالعديد من المعلومات التي تفيد كثيراً في المعالجة المورفولوجية للسواحل خاصة بعد استخدام الكمبيوتر والوسائل العلمية المتقدمة في عمليات التحليل للمادة العلمية الغزيرة المستمدة من الدراسات الحقلية والمعملية .

wave Deffraction

٣- تشعع الموجة

عندما تصطدم الأمواج بحاجز متوغل في البحر مثل حاجز الأمواج -barrier- أو الألسنة الخرسانية وغيرها فإن طاقة الموجة تمر خلف هذا الحاجز وعادة ما تتجه الأمواج الى الإلتفاف حوله ويمكن تفسير ذلك بالانتشار الجانبي لطاقة الموجة على طول قمتها خاصة عندما تكون الموجة مرتفعة وإذا كان هذا الحاجز طوله أصغر من طول الموجة فلا يظهر أى طيف للموجة على الإطلاق وحيث يكون قاع البحر في موضع التشعع منتظماً فإن مقدمة الموجة تأخذ الشكل التقريبي لأقواس دوائر متعاقبة طول مركز موضعه عند نهاية الحاجز وإذا ما مرت الأمواج خلال ثغرة أو فتحة في الحاجز فإنها تظهر في شكل أنصاف دوائر منتظمة .

Wave Interference

٤- تداخل الأمواج :

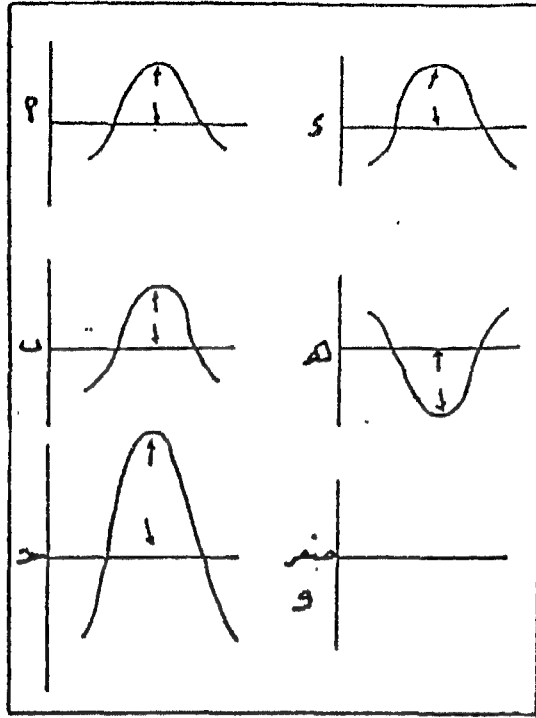
يحدث تداخل الأمواج أمام الشاطئ إذا ما ارتدت موجة نحو البحر فيؤدي هذا الى تداخلها مع الأمواج التالية لها في نمط شبكى معقد وكثيراً ما تعمل الرياح المحلية على توليد أمواج شاطئية تتداخل مع الأمواج المحيطية القادمة من مناطق بعيدة وإذا ما ارتدت موجة الى الخلف بعد تكسرها تكسراً جزئياً فيكون ارتدادها منحرفاً بشكل واضح مما يجعلها محجوزة بين الشاطئ التي تمتد في موازاته تقريباً - وبين الأمواج القادمة المقتربة من المياه الضحلة في اتجاه معاكس لاتجاه الموجة المرتدة و يطلق على الأخيرة في هذه الحالة الأمواج الحادة Edge Wave و يرى البعض أمثال Bowen واينمان أن حدوث مثل هذه الأمواج وتداخلها مع الأمواج العادية يرتبط بظهور العديد من الأشكال الرسوبية على طول الشاطئ مثل الحواجز الرملية هلالية الشكل وغيرها ، والتداخل بين الأمواج يحدث بوصول قتين لموجتين في نفس الوقت وبنفس المكان بمعنى آخر عند وصول موجتان متشابهتان في ترددهما وفترتهما في مكان واحد . ففي صهر ييج الأمواج اذا ماتولدت موجتان على سطح الصهر ييج بحيث تظهر قتين في نفس المكان ونفس الزمن (شكل ٦٤ أ ، ب) فتظهر النتيجة في شكل ٦٥ ج حيث تنطبق القمتان فوق بعضهما لتكونا قمة أكبر حجماً وارتفاعاً ويقال أن الموجة مكملة في شكلها Inphase ولو حدث أن القمة «د» قد وصلت في نفس مكان ووقت وصول حوض الموجة «هـ» فيؤدي هذا الى تلاشى الموجتين وفي هذه الحالة تسمى موجة منتهية out of phase حيث يؤدي تداخلها بهذه الصورة الى اختفائها (٦٦) وإذا ما كانت الموجتان متماثلتان تماماً في أحجامهما وارتفاعهما وفترتهما فإن تطابق قمتها يؤدي الى تكوين موجة ارتفاعها ضعف ارتفاع أى واحدة منها قبل التداخل .

Wave breaking

٥- تكسر الأمواج :

يعد التحول النهائي للموجة العادية - بفعل المياه الضحلة الى أمواج متكسرة .

(26) Jardin, J., Op.cite, p. 6



شكل رقم (٦٤)

breaking خطوة هامة في العمليات المورفولوجية الساحلية فالموجة بالقرب من السواحل الضحلة يقصر طولها وتشتد انحداراً حيث أن احتكاكها بالقاع أدى إلى تحويل الحركة المدارية لجزيئات الماء إلى مدارات بيضاوية مائلة Tilted Ellipses مع زيادة سرعة الذرات في القمة مع ارتفاعها واندفاعها نحو اليابس وفي النهاية تنهار مقدمة الموجة لعدم وجود دعامة تتركز عليها وبذلك يحدث ما يعرف بالتكسر breaking (٢٧).

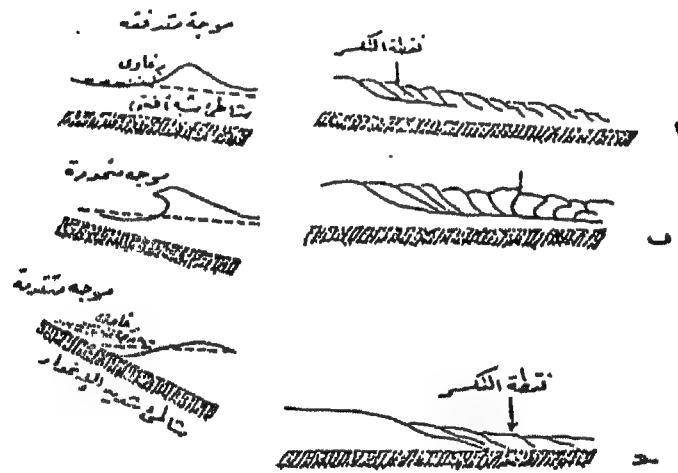
والواقع أن الحركة الميكانيكية للأمواج عند تكسرها مازالت في حاجة

(٢٧) فحيث يتكسر مدار الجزيئات فإن الموجة نفسها تتكسر و يقدران العمق الذي تتكسر عنده الامواج يتراوح ما بين ١٢٥ و ٧٥ م من ارتفاع الموجة التالية لها والتي لم تتكسر بعد وعادة ما تتكسر الامواج اذا ما فاقت سرعة ذرات الماء عند القمة سرعة القمة نفسها .

لدراسات وأبحاث عديدة لكي تتضح جيداً وقد قام كوكيليت Cokelet سنة ١٩٧٧ بمحاولات لدراسة الأمواج بعد التكرس وسبقه ميلر Miller سنة ١٩٥٦ بتجاربه العملية التي أعطت نتائجها معلومات مفيدة عن تكسر الموج وما يرتبط بها من دوامات Eddies وأثرها في عملية الارساب على طول الشاطئ .

وجدير بالذكر هنا أن الأمواج قد تتكسر في ظروف هادئة تماماً حيث توجد تيارات متداخلة مع بعضها أمام الساحل .

ويمكن تحديد ثلاثة أنواع من الأمواج المتكسرة على الشاطئ تبعاً للتباين في العوامل التي أدت إلى تكسرها مثل إنحدار الشاطئ وعمق الماء أمامه ودرجة تحدر الموجة وقوة واتجاه الرياح وغير ذلك .
شكل ٦٥ (أ، ب، ج) .



شكل رقم (٦٥) أنواع الأمواج المتكسرة

١- الموجة المنحدرة : plunging breaker

وتنتج من تكسر موجة محيطية طويلة ومنخفضة على الشاطئ شديدة الانحدار. يتميز بتكويناته الحصوية الخشنة وتتميز هذه الموجة بتكوينات الحصوية الخشنة التي تتميز بها الموجة المنحدرة. وانهييارها بصورة فجائية وتفقد معظم طاقتها في منطقة التكسر pilesup

Surfzone وعندما تندفع المياه الى أعلى الشاطئ فإنها تتشكل في أمواج أصغر حجماً تتكسر مرة ثانية عند منسوب أعلى وتعد هذه الأمواج من الأمواج المدمرة والتي يمكن بسهولة ملاحظتها في المناطق الشاطئية وعادة ما تحصر داخلها كمية ضخمة من الهواء المضغوط يبدو واضحاً عند انهيارها وخروج الهواء مصحوباً بفرقعات عنيفة وعلى بعض الشواطئ فإن الطاقة الناتجة من تكسرها ترتد نحو البحر في صورة تيارات قوية وخطيرة وهي المعروفة بالتيارات الشقية Rip-current

ب- الموجة المتدفقة Spilling breaker

وهذا النوع من أمواج التكسر يرتبط بالأمواج الناتجة عن رياح تتميز بقصر فترة هبوبها خاصة عندما تهب في اتجاه حركة الموجة وتبدو مقدمتها مغطاة برغاوى البحر foam والفقاعات المائية bubbles بسبب اضطرابها ومن أهم خصائص هذه الأمواج أنها تفقد طاقتها تدريجياً وليست بصورة فجائية وسريعة كالأمواج المنحدرة - حيث تتقدم الى الأمام نحو الشاطئ والذي بدوره عادة ما يتميز بقلّة انحداره وتكويناته الرملية الناعمة (شكل ٦٦ أ) وهي عادة من الأمواج البنائية التي تعمل على الارساب عندما تنسكب مقدمتها كفرشة رغوية متسعة (٢٨) .

ج- الأمواج المندفقة (المتقدمة)

وهي في الواقع أمواجاً غير متكسرة ولكنها تتقدم باندفاع نحو شاطئ شديد الانحدار (شكل ٦٦ ج) ولذلك فهي تتميز بقلّة الرغاوى والفقاقيع وهي أقرب في شكلها الى الموجة الاهتزازية التي تتحرك حركة رأسية الى أعلى وإلى أسفل أمام شاطئ شديد الانحدار، تتميز المياه أمامه بعمقها الكبير نسبياً .

ويمكن لكل من الموجة المتدفقة والمندفقة أن تعيد شكلها مرة أخرى بعد أن تتكسر مع بعض التغييرات بينما الأمواج المنحدرة تتشوه تماماً بعد تكسرها خلال فترة زمنية محدودة .

(28) Clark, W.M., 1979, Marines Processes, In Processes in Geomorphology, London, p.358.

وطبقاً لتصنيف جالفن Galvin سنة ١٩٦٨ فإن هناك نمطاً رابعاً من أمواج التكرس يطلق عليه الأمواج المنهارة Collapsing وهذه حالة وسط بين الأمواج المنحدرة والمندفة .

ومن العلاقة التالية — (التي وصفها جالفن سنة ١٩٦٨) — يمكن تحديد نمط الموجة المتكسرة (٢٩)

$$h \propto 10 \tan^2 B$$

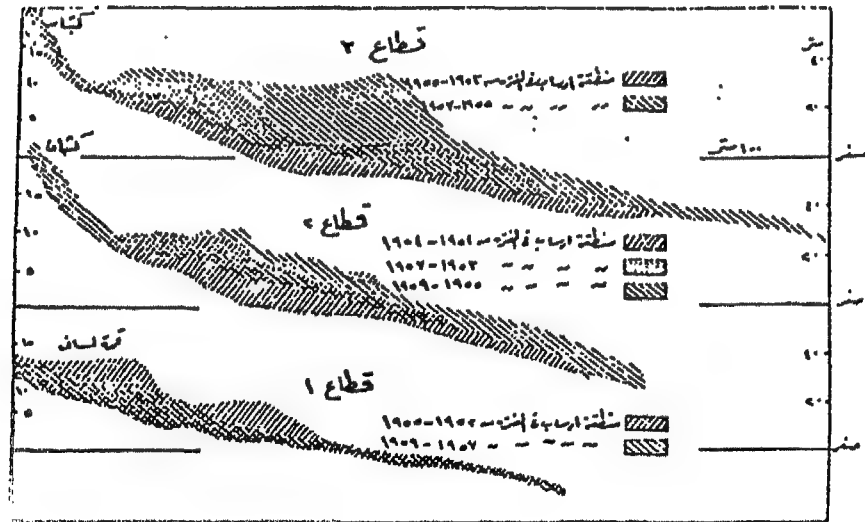
B درجة انحدار الشاطئ

ترمز للمياه العميقة

h ارتفاع الموجة

O طول الموجة

فإذا كان ناتج هذه العلاقة أكبر من ٨ , ٤ تكون الموجة متدفة وما بين ٠,٩ , ٨ , ٤ تكون منحدرة وأقل من ٠,٩ تعتبر موجة مندفة (متقدمة) .

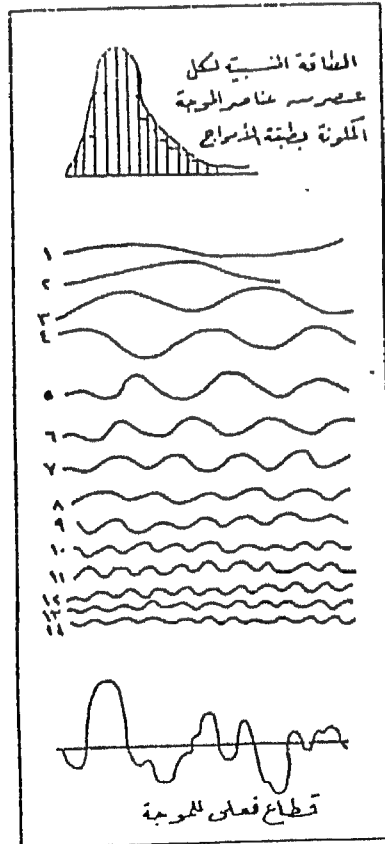


شكل رقم (٦٦)

(29) Ibid, p. 358

بعض أساليب قياس الأمواج :

رغم تعقد واختلاط الأمواج مع بعضها فيما يعرف بطيف الموجة-Wave spec-trum (شكل ٦٧) فقد أمكن للطرق الاحصائية الحديثة تحديد أبعاد الموجة ومن ثم استنتاج خصائصها والتي ذكرت آنفاً فقد أمكن الحصول على ارتفاع الموجة وفترتها - بإعتبار أنها من القيم الاحصائية - من طيف الموجة الذي يتميز بتعقيده وشدة اختلاطه فالنسبة للارتفاع وجد أن متوسط ارتفاع أعلى ٣٣ % من أمواج الطيف والتي تم تسجيلها يعد رقماً مفيداً من وجهة النظر العملية و يرى طوكر Tucker أنه مع ذلك يمكن استخدام متوسط ارتفاع أعلى موجتين متتاليتين خاصة إذا ما كانت القياسات دقيقة بدرجة كبيرة .



شكل رقم (٦٧)

و بسبب صعوبة الحصول على أجهزة قياس أبعاد الموجة فإنه من المفيد عمل قياسات تقريرية لإبعاد الأمواج في منطقة الدراسة فيمكن حساب فترة الموجة بسهولة بواسطة ساعة سباق Stop watch وذلك بملاحظة وتحديد الفترة الزمنية التي تستغرقها عشر قمم موجية عند مرورها على علامة ثابتة كشخص أو غير ذلك ومتوسط هذه القيمة يمكن أن تعطى فكرة معقولة عن فترة الموجة بالمنطقة المراد دراسة الأمواج بها خاصة عندما تكون تلك الأمواج من النوع البسيط المنتظم في شكله (الأمواج المحيطية) وبمعرفة فترة الموجة يمكن حساب طولها من العلامة التي ذكرت آنفاً حيث طول الموجة = $12, 5$ مربع فترة الموجة (بالقدم) والواقع أن حساب طول الموجة ضروري وذلك لتقدير درجة انحدار الموجة Wave Steepness حيث أن تحدر الموجة يعد أهم العناصر في العلاقة بين الموجة وتشكيل الشاطئ كما يمكن قياس ارتفاع الموجة بواسطة عمود مدرج ومرنفع نسبياً وذلك في المياه الضحلة ويمكن استخدام التيود وليت بوضعها على مسافة من الشاطئ فوق عوامة buoy بحيث تتحرك الأخيرة مع الأمواج وتقاس الزوايا الرأسية مع تتابع قمم الأمواج وأحواضها باستخدام عمود مدرج على مسافة من التيود وليت والواقع أنه بقياس سلسلة من ارتفاع الموجة في أعماق مختلفة يمكن أن يضيف معلومات مفيدة عن مدى التغير في ارتفاع الموجة مع تحركها من مياه عميقة الى مياه ضحلة ولإستنتاج بيانات أفضل يستحسن استخدام مقياس ضغط الموجة Pressures wave gauge حيث أنها تسجل بصورة مستمرة (30) راجع شكل (٦٠) يبين العلاقة بين عمق الماء ، فترة الموجة وطول الموجة ، وبالنسبة لتحدر الموجة فإنه يمكن الحصول على معدل تحدر الموجة من خلال نسبة ارتفاعها الى طولها ، وقد أثبتت الدراسات العديدة العملية والحقلية أهمية التحدر كمقياس رئيسي للموجة خاصة في علاقتها بالعمليات الساحلية حيث يزداد معدلته — أى تزداد نسبة الارتفاع الى الطول — مع الانتقال الى مياه ضحلة .

كما أنه من الأهمية بمكان تحديد اتجاه الموجة Wave direction ويمكن ذلك باستخدام البوصلة .

(30) King, C.A.M., Op.cite, p. 41.

ونظراً الى أن حجم الموجة ليس العامل المؤثر الوحيد في حركة الرواسب غلى الشاطئ بل معه حركة جزئيات الماء داخل الموجة فقد استخدم كل من انمان Inman وناسو Nasu سنة ١٩٥٦ جهازاً لقياس السرعات المدارية للأمواج Orbital velocities في مناطق التكرس وقد أثبت هذا الجهاز صلاحيته واستخدم وغيره من أجهزة القياس في دراسة خصائص الأمواج والتيارات الشاطئية أمام ساحل لاجولا La Jolla بكاليفورنيا وقد أظهرت القياسات هنا أن الحركة المدارية تتبع نمط شكل الموجة وتزداد سرعتها مع قلة نقص العمق— في الموجة الواحدة— وتزداد بسرعة كبيرة جداً في العمق الواحد مع زيادة ارتفاع الموجة فقد وجد أنه عند عمق ١٥ قدماً فإن موجة ارتفاعها قدم ونصف كانت السرعة المدارية ٢ قدم في الثانية ولما زاد ارتفاع الموجة في نفس العمق الى ٨,٥ قدم وصلت سرعتها المدارية الى ٨ أقدام في الثانية الواحدة (٣١).

وقد بين Languet Higgins سنة ١٩٥٣ بتحليلاته النظرية أن السرعة المدارية تزداد بالاتجاه نحو اليابس قرب القاع وذلك مع الأمواج المحيطية الطويلة في المياه الضحلة وهذه الحركة يقابلها تيار مرتد— وبصورة أسرع وأقوى— نحو البحر وقد تم عمل دراسات على طبيعة وتوزيع تلك التيارات على يد كل من شبرد وانمان سنة ١٩٥٠ وماكنزى سنة ١٩٥٨ وهذه التيارات يمكن تمييزها في مناطق التكرس حيث تكثر بها الرواسب وتكون المياه بها مائجة بصورة واضحة و يرى تشيهمان Schihman سنة ١٩٦٥ أن هذه التيارات ناتجة أساساً عند ارتداد منقطع للأمواج قرب القاع وتؤدي الأمواج المحيطية قليلة الارتفاع الى وجود أنظمة عديدة من هذه التيارات بينما الأمواج المرتفعة تنتج تيارات قوية ومركزة (٣٢).

ورغم أن الطرق المستخدمة في دراسة وقياس هذه الحركات الميكانيكية للمياه أمام السواحل لم يتم اختبارها معملياً الا أنها أضافت كمأ هائلاً من المادة العلمية المفيدة، كذلك تمت قياسات فيما وراء منطقة تكسر الأمواج تجاه البحر خاصة ما يختص بالعلاقة بين الرياح والأمواج وكذلك قياس درجات الحرارة

(31) Ibid, p. 143

(32) Bird, E.C.F., 1979, Coasts, London, p. 13.

والتيارات السطحية وعلاقتها بسرعة الرياح وقد وجد أن التيارات الشاطئية قد تتولد نتيجة لاقتراب الموجة القصيرة بانحراف نحو الشاطئ أو نتيجة لانتشار وتوزيع الطاقة بصورة غير متساوية على طول الشاطئ بحيث أن هذه التيارات تنساب من مناطق الأمواج العالية الى مناطق الأمواج المنخفضة ويزداد غمط تحرك التيارات تعقيداً مع وصول الأمواج المحيطية الى الشاطئ وتداخلها مع الأمواج القصيرة .

الأمواج وعملها المورفولوجي على الشاطئ

رغم صعوبة دراسة وقياس أثر الأمواج على السواحل فقد تمت محاولات عديدة لقياس الضغوط الناتجة عن تكسر الأمواج على الجروف وعلى الدفاعات الساحلية مثل الحواجز وغيرها فعلى سبيل المثال قد استخدم دي روفيه De Rouville سنة ١٩٣٨ مقاييس الضغط لقياس القوة الناتجة من الأمواج على الحوائط البحرية في Dieppe وقد أظهرت النتائج التي حصل عليها أن موجة ارتفاعها ستة أقدام وطولها ١٣٢ قدماً كان أقصى ضغط لها ١٢,٧٠٠ رطل / قدم مربع وقد تجاوز الضغط ١٠٠٠ رطل على القدم المربع خلال ٠,٠١ من الثانية ومثل هذا الضغط الشديد يعد نادراً في حدوثه ومع ذلك فإن أثره التدميري يكون شديداً للغاية خاصة الصخور كثيرة المفاصل (٣٣) ويكون ضغط الأمواج قوياً عندما تحوى الموجة جيباً من الهواء وتتكسر على جرف مجوى كثير المفاصل والشقوق كما يلعب عمق الماء أمام الجرف دوره في تحديد نقطة تكسر الموجة breakpoint فحيث يزداد العمق أمام الشاطئ فإن معظم طاقة الموجة ترتد الى البحر دون أن تهاجم الجرف وفي حالة ما إذا كان الماء ضحلاً بدرجة كبيرة فإن الموجة سوف تتكسر قبل أن تصل الى خط الشاطئ .

وقد قامت دراسات وتجارب عديدة لتحديد العلاقة بين الأمواج والشواطئ مثل تلك التي قام بها كل من باسكوم وايزاك Issacs في الفترة من سنة ١٩٥٥ الى سنة ١٩٥٠ بالاشتراك مع مجموعة من المهندسين والعسكريين لدراسة

(33) King, C.A.M., Op.cite, p. 145.

خصائص الأمواج وعمل مسح كامل للمناطق الساحلية بكاليفورنيا وقد تم عمل مجموعة كبيرة من قطاعات الشاطئ beach profiles وتم تسجيل التغيرات الفعلية التي طرأت على الشاطئ في ٣٠ موقع على طول الساحل الغربى بكاليفورنيا حتى نهر كولمبيا شمالاً ، وقد قاما بعمل تحليل ميكانيكى للرواسب لتحديد أثر الأمواج عليها كما أظهرت دراستها بأن الشواطئ المحمية جزئياً من الأمواج المحيطية الطويلة تكون أكثر انحداراً من الشواطئ المعرضة لها والتي تتكون من رواسب رملية من نفس الحجم .

وفى يلى دراسة تفصيلية لكيفية تحرك ونقل الرواسب بفعل الأمواج مع الاهتمام بالتجارب والدراسات الحقلية الخاصة بها .

تعد الأمواج فى مناطق عديدة أكثر العوامل تأثيراً فى حركة الرواسب المفككة على الشاطئ وقد تطورت حالياً وسائل قياسها وتسجيل أثرها فى المناطق الشاطئية .

أ - الرواسب العالقة :

عادة ما تكون حبيبات الرمل أخف وزناً تحت الماء عنها فى الهواء ولذلك فإن الماء ليس فى حاجة لطاقة كبيرة من أجل رفعها وإن كانت عملية إعادة ترسيبها تتم ببطء بسبب اضطراب الماء ولزوجته (٣٤) وفى حالة التعلق تتجه حبيبات الرمل للتحرك مع الماء وتعمل التيارات على استمرار تحركها وحيث ترفع حبة رمل فإنها تسقط ببطء فى مواضع مختلفة ونتيجة لتحرك حبيبات الرمل بهذه الصورة المستمرة فإن العديد من البلاجات عادة ما تتحرك من مواقعها .

وقد تم القيام بدراسات وقياسات لكمية الرواسب بالمياه فى مواضع مختلفة أمام لونج بيتش بولاية نيوجيرسى الأمريكية قامت بها هيئة نحت الشواطئ Beaches Erosion Board سنة ١٩٤٣ وقد تم جمع عينات من مياه الشاطئ قرب منطقة تكسر الأمواج وتحت مواضع مختلفة من الموجة وتم ترشيح الرمال منها

(34) Bascon, W., 1960, "Beaches," in Oceanography a Scientific American, San Francisco, p. 121.

وعبر عنها بجزء / مليون وقد أظهرت التجارب أن هناك كميات كبيرة من الرمال في حالة تعلق قرب نقط التكسر قدرت بنحو ٥% من الحمولة الكلية وكانت ١٧,٠٠٠ جزء في المليون وبالبعد عن خط الشاطئ بـ ٢٥ قدماً تجاه البحر انخفضت النسبة إلى ٤٠٠٠ جزء في المليون وعلى بعد ٢٧٥ قدماً أصبحت ١٠٠٠ جزء في المليون. وقد طور واتس Watts سنة ١٩٥٣ جهازاً لقياس كمية الرواسب العالقة أمكن من خلاله الحصول على قياسات وبيانات وفيرة عن خصائص الحمولة العالقة Suspended Load ووجد أن أكبر كمية رواسب عالقة توجد عادة عند أعماق تتراوح ما بين ٤ - ٨ قدم قريبة جداً من نقط التكسر.

ب - حركة الرواسب في المياه الشاطئية :

يعد تراسك Trask من أكثر المهتمين بدراسة حركة الرواسب أمام الشواطئ وقد دعم دراسته بتجارب حقلية مع جمع عينات عديدة من مناطق مختلفة ويرى أن قاع البحر عند عمق ٦٠ قدماً لا يتأثر بالأمواج وأطلق على هذا العمق المنطقة السلبية Passive Zone ويحدث إثارة للرمال بصورة متقطعة عند عمق يتراوح ما بين ٣٠ - ٦٠ قدماً والمناطق أقل عمقاً من ٣٠ قدماً تعد مناطق لتكسر الأمواج Surf Zone وهي منطقة إثارة دائمة للرمال بفعل الأمواج وقد وجد أن الأعماق أكثر من ٦٠ قدماً تغطي بصفة عامة وبصورة دائمة بطبقة من الرواسب الدقيقة بنية اللون تتميز بعدم تأثرها بالأمواج أو التيارات حيث تظل في أماكنها ثابتة. وقد قام انمان بقياسات عند أعماق تزيد عن ١٧٠ قدماً وكان الهدف منها دراسة خصائص القاع وعلاقته بحجم الموجة وقد وجد أن الرواسب بنية اللون والتي وصفها تراسك ليست هي المظهر المورفولوجي الوحيد عند هذه الأعماق وذكر أنه في حالة الأمواج الضخمة قد تحدث بها تموجات Ripples تقوم الحيوانات البحرية الحفارة بتدميرها وترسيب المواد الدقيقة سابقة الذكر ويرى أن فترة سكون المياه عند عمق ٥٢ قدم تصل إلى نحو ١٢؛ بينما تنعدم عند عمق ٣٠ قدماً. (٣٥)

(35) King, C.A.M., Op.cite, p. 146

وللحصول على بيانات هامة عن كمية وخصائص حركة الرواسب عند القاع فقد تم تنفيذ العديد من التجارب منها تثبيت قوائم معدنية عند أعماق ٣٠ ، ٥٢ و ٧٠ قدماً وقد وجد منها ان تغير منسوب الرواسب الرملية عند عمق ٧٠ قدماً تراوح ما بين ٠١ ، إلى ١٥ ، قدماً خلال ثلاث سنوات وعند عمق ٥٢ قدماً زاد معدل التغير قليلاً إلى ١٦ ، . قدم وعند عمق ٣٠ قدم زادت التغيرات إلى ٢٩ ، قدماً وفي الأعماق الأقل من ٣٠ قدماً فإن التذبذبات الموسمية تكون واضحة حيث يزيد منسوبها صيفاً ويقل شتاءً كما استخدمت بجانب القياسات المباشرة طريقة قياس الأعماق بصدى الصوت Echo Sounding وأعطت نتائجاً سليمة وان كانت الطرق المباشرة في القياس أكثر دقة خاصة في قياس التغيرات المحدودة التي تحدث في المياه العميقة مع ملاحظة انه يمكن معها دراسة ظروف القاع وامكانية رؤية الحركة الفعلية للرمال وعلاقتها بالأعماق خاصة في البحار التي تتميز بصفاتها مثل خليج كاليفورنيا والبحر الأحمر وغيرها . (٣٦)

كذلك استخدمت رواسب صناعية لدراسة التغيرات التي يمكن أن تحدث في قاع البحر أمام الشاطئ فقد ألقى في البحر أمام شاطئ لونج بيتش بنيوجيرسى ١٩٩١ ، ٦٠١ ياردة مكعبة من الرمال وذلك على بعد نصف ميل من الشاطئ وكان الهدف الأساسي من ذلك هو عملية إعادة بناء للشاطئ الذي يقاسى من نقص في كمية الرمال بسبب عمليات النحت وكان عمق هذه المنطقة ٣٨ قدماً تحت منسوب الماء عند الجزر وكان قد تم عمل مسح للمنطقة قبل القاء الرمال وأثناء القاءها ثم عمل مسح بعد عملية إلقاء الرمال ودراسة الاثر الديناميكي للأمواج على هذه الرواسب وجد أن أقل موجة يمكن أن تؤثر في تحريكها تبلغ ارتفاعها أربعة أقدام وفترتها ستة ثوان وبعد أربع سنوات بقيت هذه الرواسب كما هي وقد شكلت كحافة ارتفاعها سبعة أقدام وعرضها ٧٥٠ قدماً وطولها ٣٧٠٠ قدماً وكل ما حدث لها عبارة عن تسطح محدود لقمتها كما حدث نقص محدود جداً في حجم حبيبات الرمل .

(٣٦) استخدمت القياسات في عملية القياس ومتابعة التغيرات وحركة الرواسب .

وقد قامت تجارب أكثر تطوراً في اليابان (٣٧) أظهرت ان الرمال (قطرها ١٣ مم) قد بدأت تتحرك عند عمق ستة أمتار (١٩,٧ قدم) عندما تجاوز ارتفاع الأمواج ٨,٥ قدماً وان الحصى قد تحرك في أعماق أقل. وعموماً تشير كل الدراسات الى أن الأمواج لا تستطيع أن تثير الرواسب عند أعماق تزيد عن ٣٠ قدماً وذلك بالنسبة للحصى و٤٠ قدماً بالنسبة للرمال (٣٨) وأما عن المناطق الأقل عمقاً من ٢٠ متراً فقد ظهرت علاقة واضحة بين العمق وارتفاع الموجة وذلك من خلال ملاحظات وقياسات تمت على العديد من الشواطئ مثل ساوث ويلز وكومبرلاند وبلاكبول وغيرها حيث ظهر أيضاً أثر التيارات الجانبية في تحديد سرعة تحرك الرمال على طول امتداد الشاطئ (٣٩).

التغيرات في قطاعات الشاطئ beaches profiles وعلاقتها بالأمواج:

يمكن متابعة التغيرات التي تطرأ على قطاع شاطئ معين تحت ظروف أمواج متغيرة في أحجامها وخائصها بالقياسات الميدانية في فترات مختلفة فعندما تهاجم الشاطئ أمواج قوية عاصفة فتؤدي إلى إزالة تكويناته السابقة بينما في فترة هدوء الأمواج تحدث عملية الترسيب ويمكن القول هنا أن تحدر الموجة يعد العامل الرئيسي في تحديد طبيعة مهاجمة الأمواج للشاطئ والتي بدورها يمكن أن تقسم إلى أمواج بنائية constructive وأمواج مدمرة ويزداد تأثير الأخيرة عندما تهب رياح قوية قرب خط الشاطئ حيث أثبتت الدراسات الميدانية العريقة أن جزءاً كبيراً جداً من رواسب الشاطئ تنقلها الأمواج لترسبها أمامه في صورة حواجز غاطسة Bars تتكون من الحصى shingle والرمال وقد تظهر هذه الحواجز فوق مستوى سطح البحر وتعد الأمواج القوية العامل الرئيسي في تكوينها والتي لا يمكن لأي عامل آخر تكوين مثل هذه الأشكال. وقد درس شبر سنة ١٩٥٠ منطقة شاطئية من ساحل كاليفورنيا وتابع التغيرات التي حدثت به في

Radio activity

في منطقة توبا كومي

(٣٧) وذلك باستخدام النشاط الراديوي

(٣٨) King, C.A.M., Op.cite, p. 149

(٣٩) Dascon, W., Op.cite, p. 182

الصيف والشتاء ووجد أنه أثناء الصيف قد اكتسب كمية من الرمال بينما في الشتاء بسبب وصول الأمواج المدمرة فقد أزيلت هذه الرمال ونقلت الى المياه العميقة بعيد عن الشاطئ .

كذلك أمكن دراسة وقياس الارتباط بين تدرج الشاطئ وأبعاد الأمواج السائدة ووجد أن الأمواج الطويلة ترتبط بشاطئ يتميز بتدرج انحداره واستوائه نسبياً والواقع أنه من السهل دراسة التغيرات التي تطرأ على الشاطئ في فترات طويلة وذلك بعمل مجموعة ضخمة من القطاعات المنطبقة Super Imposed Profiles للمنطقة الشاطئية تبعاً لاختلاف الظروف الخاصة بالطقس ونمط الأمواج وكلما ضاقت المساحات مابين المنحنيات دل ذلك على أن الشاطئ في حالة توازن وثبات والعكس مع اتساع تلك المساحات ومثل تلك القطاعات قد تمت على شاطئ لنكولنشير Lincolnshire وغطت فترة سبع سنوات من ١٩٥٢ إلى سنة ١٩٥٩ (شكل ٦٦) وكلما طالت الفترة كانت النتائج أفضل ويمكن الاعتماد عليها في دراسة وتحليل التغيرات بالشاطئ وعلاقتها بالمتغيرات المختلفة فعلى سبيل المثال يمكن عمل مجموعة من القطاعات في ساحل دلتا النيل لتوضح معدل التغيرات التي طرأت عليه خاصة بعد بناء السد العالي واختلال التوازن مابين عمليات النحت والارساب بعد حجز رواسب الطمي في بحيرة السد .

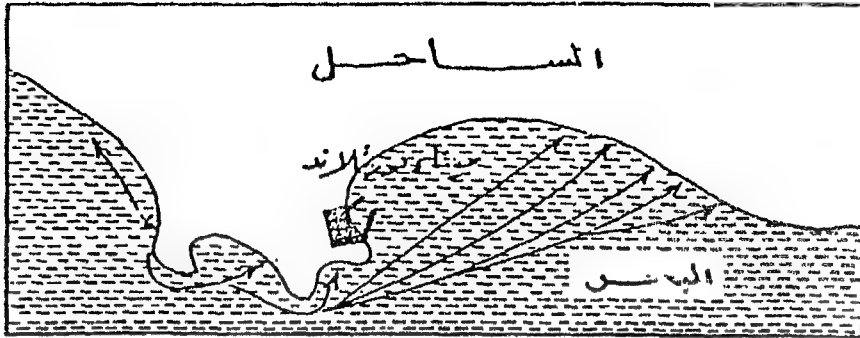
حركة الرواسب على طول الشاطئ :

أوضحت الدراسات الميدانية أن حركة الرواسب الشاطئية توجد فقط في ١٠ % من الضحلة نسبياً وأن تلك الرواسب التي نحتت في ٩٠ % ما أو أثناء حدوث عاصفة قد تعود إلى الشاطئ أثناء فصل آخر أو عندما تبدأ الأمواج البانية في ابطال أثر الأمواج المدمرة ولذلك فإنه من الأهمية بمكان دراسة حركة الرواسب على طول الشاطئ حيث انه يحدث عدم توازن في منطقة ما بمعنى إذا كانت كمية الرواسب المنقولة منها تفوق الكمية من الرواسب القادمة إليها فسوف تكون عملية النحت قوية وخطيرة فالشاطئ (البلاج) المنخفض الذي تغطيه طبقة رسوبية

رقيقة غير قادر على حماية الساحل من تلاطم الأمواج بينما الشاطئ العريض المرتفع أكثر قدرة على حماية الساحل وذلك بقدرته على امتصاص طاقة الموجة .

والحقيقة أنه من الصعب قياس حركة الرواسب على طول الشاطئ. قياساً على الطبيعة وإن كانت قد صممت طرقاً عديدة يمكن بواسطتها الحصول على قياسات كمية مفيدة في هذا الموضوع ومن تلك الطرق المبكرة بناء حاجز للأمواج في سانتا برابارا بكاليفورنيا سنة ١٩٢٩ مما أدى الى تغيير في طبيعة حركة الرواسب بالمنطقة فقد حدث نحت في الجانب من الحاجز المواجه للأمواج بامتداد عشرة أميال (١٦ كم) خلال سنوات قليلة بينما حدث ارساب وتراكم للرواسب في الميناء والجزء من الشاطئ البعيد عن متناول الأمواج وقد قدر المعدل السنوي للرواسب التي تراكمت في الميناء خلال الفترة من ١٩٣٢ - ١٩٥١ بـ ٦٥٠ , ٢٧٩ ياردة مكعبة ولتتبع ودراسة حركة الرواسب على طول الشاطئ في هذه المنطقة فقد تم تثبيت أجهزة لقياس الأمواج وتم عمل قياس خاص باتجاه الرياح وسرعتها وارتفاع الأمواج وفتراتها ودرجة انحدارها وقوتها وتم تحليل ودراسة الارتباط بين هذه المتغيرات من جهة وحركة الرواسب من جهة أخرى وذلك في خلال عشرة شهور من ١٩٥٠ - ١٩٥١ وقد وجد أن حركة نقل الرواسب على الشاطئ تزيد عن معدلها مع زيادة قوة الموجة كما وجد تركيزها (حركة الرواسب) في منطقة تقدم المياه نحو الشاطئ swash ومنطقة تراجعها نحو البحر backwash عندما يقل انحدار الأمواج كذلك قام cold wall في الفترة من سنة ١٩٤٨ - ١٩٤٩ بدراسة عن العلاقة بين كمية الرواسب المنقولة وطاقة الموجة وذلك في خليج أناهيم Ana Heim بكاليفورنيا آخذاً في اعتباره أثر اتجاه الموجة المقتربة من الشاطئ وقد وجد علاقة واضحة بين كمية الرواسب الرملية المنقولة ونسب طاقة الموجة على طول الساحل وقد وقع كل من المتغيرين في رسم لوغاريتمي وضح منه أن هناك زيادة سريعة في عمليات نقل الرواسب مع زيادة الطاقة .

وجدير بالذكر أن كل التقديرات الخاصة بكمية الرواسب المنقولة على طول الشاطئ قد اختلفت عن بعضها ويرجع ذلك الى اختلاف الظروف من منطقة



شكل رقم (٦٨) انسياب الرواسب الساحلية عند بورالزند -
فيلتوريا وقد القيت الرواسب المعلمة عند النقطة X

الى أخرى خاصة وأن معظم التجارب قد تمت في سواحل مكشوفة وهى بالطبع تختلف تماما عن السواحل المشرشرة Indental Coasts حيث أن كل خليج صغير له خصائصه المميزة من حيث سرعة وطبيعة الرواسب المنقولة .

وفي التجارب الحديثة تستخدم طرق حديثة ومتقدمة في تحديد كمية واتجاه الرواسب المتحركة على طول الشاطئ وذلك يتتبع حركة موجة مميزة Marked Materials كما استخدمت أيضا مواداً مضيئة ومشعة واستخدام الأخيرة في التجارب شديدة التعقيد ويحتاج الى عمل معملي مسبق . فقد قام كل من كيدسون Kindson وكار Carr سنة ١٩٦١ باستخدام حصي مميز عن الحصى الجيرى والرملى الموجود بخليج يردج ووتر - موقع التجربة - وإن كان يتشابه معها في الكثافة والشكل وقد أثبتت تجربتها أن تحرك الحصى كان بطيئاً للغاية في المناطق المجمععة كما أن اتجاه التحرك ومعدله قد اختلف باختلاف حجم الحصى (٤٠) ويمكن في مثل هذه التجارب أن يستخدم حصي المنطقة نفسها بعد صبغه ليسهل تتبع حركته بين بقية الرواسب كما شكل أوليف Ollife سنة

١٩٦٤ في تجاربه على ساحل Deal وونشلس Winchelson بجنوب شرق انجلترا. ويوضح شكل (٦٨) اتجاه تحرك الرواسب الساحلية عند بوتلاند وفكتوريا، كما أظهرتها التجارب الحقلية الخاصة بمتابعة تحرك المواد المميزة والتي بدأت من المنطقة وقد لوحظ تأثير تعرج الشاطئ في إيجاد الرواسب (٤١).

(٤١) حيث استخدما ثلاثة احجام من الحصى المميز.

الفصل الثامن

الجليد والعمليات والاشكال الجيومورفية المرتبطة به

أولاً : البرزى

ثانياً : جَر المفتتات بواسطة الأنهار الجانبية .

ثالثاً : عملية الترسيب الجليدى

١- الرواسب الجليدية .

٢- العمليات الجليدية النهرية .

الفصل الثامن الجليد والعمليات والأشكال الجيومورفية المرتبطة به

تغطي الثلجات في الوقت الحاضر نحو ١٠ ٪ من جملة مساحة سطح الأرض بينما كانت تغطي في الزمن الجيولوجي الرابع (البليستوسين) ٢٣ ٪ وتعد الثلجات من أكثر العوامل الجيومورفية تأثيراً في مناطق العروض العليا حيث تركت العديد من أشكال سطح الأرض الجليدية في مناطق عديدة من القارات فالغطاءات الجليدية الحالية Ice Caps والأودية الجليدية Glaciers عبارة عن بقايا لفرشات جليدية ice sheets غطت أمريكا الشمالية جنوباً حتى نهري الميسوري وأوهايو، وشمال أوروبا ممتداً فيها جنوباً حتى وسط ألمانيا وبولندا والجزء الغربي من روسيا السوفيتية وقد كان سبب انتشار هذه الفرشات الجليدية تعرض العروض العليا منذ نحو مليون سنة لبرودة شديدة تزايدت على أثرها المساحات المغطاة بالثلوج كما تزايد سمك التكوينات الثلجية في الأقاليم القطبية Polar Regions وقد تحولت حقول الثلج الواسعة بالتدريج الى جليد امتد فوق معظم المناطق المنخفضة وبعض الجبال .

وقد أطلق على الفترة التي كانت فيها العروض العليا مغطاة بالغطاءات الجليدية بالعصر الجليدي ومع عودة الدفء فإن أغلب الجليد قد أذيب وإن كانت الغطاءات الجليدية تظهر الآن في القارة القطبية الجنوبية «انتاركتيكا» وتظهر الأودية الجليدية فوق جبال الهيمالايا ، الانديز وجبال الألب في أوروبا والروكي وكسكيد في أمريكا الشمالية بحيث يمكن القول أنها مازالت تعيش العصر الجليدي بخصائصه المعروفة في البليستوسين .

وجدير بالذكر أن هناك علم الجلاسيولوجي Glaciology الذي يعنى

بدراسة بلورات الجليد Crystals في السحب المرتفعة ، البرد Hail والثلج Snow والسحيرات المتجمدة Frozen Lake والانهار ومياه المحيطات والأودية الجليدية و يعنى أيضاً بدراسة المتورولوجيا والطبيعات والجيولوجيا وغيرها ومع كل هذه الاهتمامات فإن الاهتمام الأكبر لهذا العلم هو الاهتمام بدراسة العمليات الجيومورفية للجليد وأثرها في تشكيل سطح الأرض .

وقد تزايدت الاهتمامات بدراسة الجليد منذ الحرب العالمية الثانية وكنتيجة لهذه الدراسات والتجارب الميدانية والمعملية فقد تراكمت المعلومات بشكل هائل في الوقت الحاضر عن التعرية الجليدية (١) .

ويعمل الجليد بوضوح على تغيير المظهر المورفولوجى للمناطق التى تتعرض له فالمناطق المرتفعة تتعرض للنحت والمناطق المنخفضة تتعرض للإرساب ، وفي أجزاء عديدة من القارات الشمالية التى تخلو الآن من الجليد تظهر فيها ، بوضوح ملامح النحت والإرساب الجليدى . فع ذوبان الجليد عند نهاية العصر الجليدى تكونت كميات ضخمة من المياه التى أصبحت طليقة وحررة في تحركها بعضها تراكم في حفر أو تجمع في مناطق منخفضة خلف الركامات الجليدية Morains مكوناً بمحيرات نجدها الآن تنتشر في دول كثيرة مثل فنلندا وكندا والسويد وغيرها ومعظم المياه الذائبة قد جرت في صورة أنهار متجهة نحو البحر حاملة معها كميات ضخمة من الرواسب الركامية التى أرسبتها في النهاية في أقاليم خارج المناطق التى تعرضت للجليد حيث تتكون نتيجة لذلك سهول واسعة تسمى سهول الردش الجليدى outwash plains وهى عادة ماتتكون من رمال خشنة Coarse sands

وفيما يلى دراسة تفصيلية للعمليات الجليدية من نحت ونقل وإرساب مع ابراز أهم الظواهرات الجيومورفولوجية الناتجة عنها ولم يعد هناك اختلاف على أنه تحت ظروف معينة فإن تحرك الجليد يمكن أن يكون وسيلة مؤثرة في نحت وتعرية الصخور التى تتعرض له فقد ثبت من دراسة الأشكال الأرضية في الأقاليم الجليدية ما يؤيد

(١) لقد أصبحت الجيومورفولوجيا الجليدية ذات أهمية كبيرة منذ منتصف القرن التاسع عشر وذلك عندما اكتشف أن معظم أوروبا وأمريكا الشمالية قد تعرضت للجليد البليستوسينى بشكل كبير .

مدى تأثير الجليد على سطح الأرض كذلك أظهرت التجارب العملية مدى هذا التأثير في تمزيق الصخور وترسيبها في أشكال مختلفة مثل رواسب التل وغيرها .

أولاً: البرى

Abrasion

إن الأشكال التضاريسية الدقيقة Micro Relief Forms الناتجة عن البرى الجليدى تعطى مؤشراً واضحاً عن تمزق الصخور بفعل تحرك الجليد هذه الأشكال الدقيقة تشمل علامات التخدش التى تمتد في موازاة حركة الجليد وهى تتراوح من علامات دقيقة مكرسكوبية على الأسطح المصقولة Polished surfaces ذات أعماق لا تزيد عن بضعة ملليمترات الى شقوق ضخمة ومتصلة ، وقد وصف «سمث» مثل هذه الشقوق الضخمة في شمال غرب كندا وأظهر أن أطوال بعضها تصل الى ١٢ كم وأعماقها الى أكثر من ٣٥ متر بينما تصل في عرضها الى مائة متر. وتمثل شقوق الاحتكاك Friction Cracks نمطاً من أنماط الأشكال الدقيقة فوق الأسطح الجليدية ورأى هاريس Harris سنة ١٩٤٣ أن يطلق هذا الاسم ليشمل العديد من ملامح الشقوق الصخرية مثل الشقوق شبه الرأسية وغيرها .

وهناك مجموعة أخرى من الملامح لا تقتصر فقط على البرى الجليدى و يصعب تصنيفها ووصفها عادة ماترتبط بالصخور الصلبة وتبدو قممها مستديرة ومصقولة أو قد تبدو في صورة شقوق طولية ذات حافات مستديرة Round-Edged Grooves أو في شكل حفر وغيرها من نتاج التعرية الجليدية والجليدية النهرية -Glacio-luvial Erosion .

ويمكن على سبيل المثال ملاحظة كل هذه الملامح على جوانب الظاهرة الجليدية المعروفة بظهور الأغنام Roche Mottonnees من تحزز وشقوق الاحتكاك وغيرها من التضاريس الدقيقة . وعموماً فإن كل هذه الملامح تتميز بانتظامها في التوزيع والاتجاه وارتباطها الكبير بالتباين الصخرى Lithological وأما بالنسبة للأشكال التضاريسية الكبيرة والمرتبطة بالبرى الجليدى Macro Forms فإنها تنتج في الواقع من تضافر مجموعة من عوامل النحت بجانب البرى

النتائج عن تحريك الجليد ومن أمثلتها أحواض الحلقات الجليدية -Cirqu-es basins والأحواض الجليدية والحافات المسننة وغيرها .

وجدير بالذكر أن الدراسات والملاحظات الميدانية الخاصة بعمليات البرى الجليدى محدودة وقليلة وذلك بسبب صعوبة الوصول الى تلك المواضع تحت الجليدية وما يتعرض له الدارس من أخطار الهيارات الجليدية ومعنى هذا عملياً أن المادة العلمية الميدانية الخاصة بتلك العمليات يمكن الحصول عليها من خلال عمل اتفاق أسفل الشلاجات تصل الى صخور القاعدة Bedrock ومن الكهوف الطبيعية ومن دراسة العمليات على جوانب الشلاجات قرب السطح ، وقد لاحظ فوربز Forbes سنة ١٨٤٣ أن الجزء السفلى من الشلاجات بجبال الألب الأوربية تكثر به الشظايا الصخرية مما يسبب تحزوز وخدش صخور السطح وينتج في النهاية الدقيق الصخرى بفعل ضغط الكتل الجليدية . وقد حاول العديد من الرواد الأول تقدير معدلات تمزق السطوح الصخرية بعد تقدم الجليد وذلك بدراسة أعماق الخدوش والتحزوزات ، كما ناقش كارول سنة ١٩٤٧ تباین ضغط الجليد على الشظايا الصخرية من خلال ملاحظاته في كهف أسفل ثلاجة Grindel Wold كذلك أظهر كل من كامب Chappele, Kamp سنة ١٩٦٤ كيف أن الفتات الصخرية تحت الثلاجة المنزلة يعد عاملاً هاماً في برى الصخور، وقد أجرى بولتون Boulton سنة ١٩٧٤ العديد من التجارب العملية التى أظهرت أن البرى الجليدى ينتج عنه كميات كبيرة من الرواسب الناعمة (الغرين) وقد قدر أوسترم Ostrem سنة ١٩٧٥ أن البرى الجليدى يؤدي الى تخفيض قيعان الأودية الجليدية بالنرويج بنحو متر كل ١٠٠٠ سنة وقد يزيد هذا المعدل الى الضعف أو أكثر في بعض الشلاجات الأنشط والأكبر حجماً . ومع ذلك فيجب أن نأخذ في الاعتبار أن مثل تلك القياسات مشكوك في صدقها بسبب صعوبة دراستها في الحقل كما ذكر سابقاً .

ضوابط البرى الجليدى

(أ) وجود المفتتات الصخرية في القاع حيث أظهرت المشاهدات أن الجليد نفسه يتحزوز ويتأثر بالصخور التى يحتك بها أثناء تحركه وقد اختلفت الآراء في

تفسير التباين في كميات المفتتات التي تجوبها الثلجات من منطقة الى أخرى فعلى حين يرى Wranke سنة ١٩٧٥ أن نقص المفتتات في العديد من الأودية الجليدية بآنتاركتيكا وبالجلال الجليدية iceberges في الوقت الحاضر يدل على الدور الهامشي الذي يلعبه الجليد كعامل نحت على العكس من لينتون Linton الذي يرى أن الجليد يلعب دوراً كبيراً في نحت وإزالة الصخور. وسواء وجدت هذه المفتتات أو لم توجد فإننا يجب أن نأخذ في الاعتبار خصائصها من حيث الصلابة بمقارنتها بصخور القاع Bedrock وكذلك من حيث الشكل حيث أن شكل الشظايا قد يؤثر في غط البرى فالشظايا الحادة تؤدي الى التحزوز ولكن تراكم الرواسب يؤدي الى تكون غطاء تتحرك فوقه تلك الشظايا الحادة مما يجعل عمليات الصقل بفعل البرى Abrasive Polishing تحل محل التقطع (بولتون سنة ١٩٧٤)، كذلك فإن لحجم الشظايا دوره في عمليات نحت صخور القاع ويقدر أن عمود من الجليد طوله ٢٢ متراً يولد حمولة تقدر بنحو كيلوجرامين على السنتيمتر المربع وجدير بالذكر أن التحزوزات الدقيقة لا تتم في صخور القاع نتيجة للشظايا الصغيرة ولكنها تنتج عن الجوانب الحادة من الشظايا كبيرة الحجم أسفل الثلجة حيث أن أكثر المفتتات تأثيراً في عملية البرى تتمثل في الجلاميد الحادة والتي ثبت أن قوة الجر Tractive Force كافة بدرجة كبيرة بحيث يمكنها التفوق على الاحتكاك بالقاع وتحريك تلك الجلاميد الى الأمام التي تتكسر بإضطراب مع تحرك الجليد وبالتالي تزداد نعومة وتعوض تلك الجلاميد بمفتتات جديدة تستطيع الوصول الى قاع الثلجة بعدة طرق بعضها يتساقط من الجوانب أو يصل الى القاع عن طريق التشققات العميقة Deep Crevasses اذا ما كان سمك الثلجة أقل من ثلاثين متراً. وفي الثلجات المعتدلة فإن الإذابة السفلية تعد حركة ميكانيكية هامة في جلب المفتتات Debris الى مواضع تحت الجليد كما هي هامة في عملية انزلاق وجرف المفتتات عند أقدام الثلجة.

(ب) المجموعة الثانية من ضوابط البرى الجليدى عبارة عن ضوابط جلاسيولوجية تتمثل في نظام درجات الحرارة، سمك وسرعة تحرك الجليد فقد ثبت أن عملية البرى أسفل الثلجة الباردة محدودة بدرجة كبيرة وإن العديد من الثلجات الباردة تفتقر الى مفتتات القاع ولذلك فإن هناك علاقة عكسية واضحة

بين البرى وتجمد قاع الثلجة حيث لا يتم انزلاق الثلجة في هذه الحالة وإن كان يمكن له عملية الزحف أن تتم ، وقد قارن أندروز سنة ١٩٧٢ معدلات النحت في الثلجات البلايستوسينية (الجليد البارد) شرق جزيرة بافن بتلك الثلجات المعتدلة Temperate Glaciers في ولاية كلورادو الأمريكية معتمداً على دلالات نحت الحلبات ووجد نتيجة لمقارنته أن هناك تناقض كبير ففى الأولى وجد أن معدل النحت يتراوح من ٥٠ الى ٢٠٠ مم كل ١٠٠٠ سنة بينما فى الثانية من ٦٥ الى ١٣٠٠ ملليمتر.

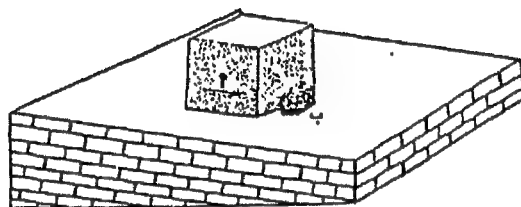
إن دور المياه الذائبة الرقيقة Thinwater Film عند قاع الثلجة المعتدلة ذو أهمية كبيرة فى عملية الانزلاق السفلى basal-sliding process وفى جر المفتتات عند قاع الثلجة . فعندما تتحرك الثلجة المعتدلة فوق قاع صخرى غير منفذ فإن وجود الماء قد يساعد على زيادة معدل الانزلاق بنسبة تتراوح ما بين ٤٠ و ١٠٠ ٪ وكذلك تساعد على نحت المفتتات ويرى بولتون أن هناك لحظة تتراجع فيها الذرات التى تحتك بالقاع الى الخلف مما يؤدي الى تحرك الجليد فوقها بدلاً من جرها .

(ج) خصائص صخور القاع : حيث يؤخذ فى الاعتبار الخصائص الليثولوجية للقاع ومقارنتها بخصائص شظايا ومفتتات ماتحت الجليد (الثلجة) من حيث الصلادة وامكانية التكسر وكذلك مسامية ونفاذية صخور القاع والتى تؤثر على مقدار ضغط الماء الذائب تحت الثلجة المعتدلة حيث أن ارتفاع درجة النفاذية يقلل من جريان الماء أسفل الثلجة و يؤدي الى تراكم المفتتات الدقيقة (٢) وقد تمت العديد من التجارب العملية لمعرفة سلوك التزحلق الجليدى على الأنواع الصخرية المختلفة منها تجارب Trainer سنة ١٩٧١ والتى درس من خلالها احتكاك الجليد على جرانيت خشن ودرس أيضاً ظاهرتي التفتت والتكسر .

وشكل (٦٩) يوضح مكعب من مفتتات القاع (A) أضلاعه x سم

(٦٩) حيث أن التباين فى نفاذية صخور القاع ينتج ع : تباين فى الضغط المؤثر للجليد ، بالتالى ينتج تباينات جانبية فى سرعة الانزلاق ، والبرى والترسيب المحتمل .

تعتبره عقبة صغيرة مكعبة الشكل أضلاعها سم فإن قوة الجر المبذولة من قبل الجليد على الكتلة A ستكون كافية لتمزيق العقبة B معتمدة على الاضلاع النسبية لكل من A و B فكلما كبر حجم A تزداد قوة الجر المبذولة فوقها بفعل الجليد .



يسمى دقم (٦٩) سطح تسمى للكتلة مكعبة من الفناءة أسفل السلسلة
تتأثر بتمحرك العقبة صغيرة بارزة من صغير السطح .

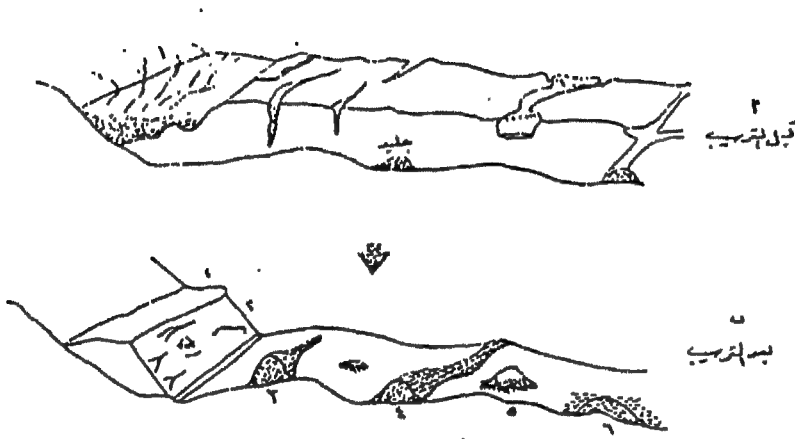
وجدير بالذكر أن ضغط الجليد يكون كافياً لتفتيت القاع وقد أظهر تريز Traise سنة ١٩٧٣ بعض جوانب الارتباط بين حركة الجليد وأنماط الفواصل الرأسية في صخور القاع وذلك في مناطق مختلفة من الولايات المتحدة ولكن العلاقة السببية لم تتضح وتحتاج الى دراسات أخرى جديدة كما يرى بولتون سنة ١٩٧٤ أن ضغط الجليد يزداد بوضوح عندما يمر الجليد فوق العقبات ومن المهم أن نذكر في هذا المجال أن الشلاجات قد تغير خصائصها الحرارية مكانياً وزمانياً فعلى سبيل المثال قد يؤدي التغير المناخي الى تجمد القاع بالنسبة للشلاجات المعتدلة مما يؤدي الى التصاق المفتتات بالقاع بدلاً من التحرك وبالتالي يتلاشى البرى تماماً .

ويوضح شكل (٧٠ أ) ، (٧٠ ب) أثر ضغط الجليد وانزلاقه في تكوين مفتتات صخرية أسفل الكتل الجليدية .

ثانياً : جرو ونقل المفتتات بواسطة الانهار الجليدية :

تنقل المفتتات فوق أو خلال أو عند قاع الأودية الجليدية وتأتى تلك المفتتات

الى الشلاجات بطريقتين (أ) من المفتتات التي تتساقط على سطح الجليد من
جسوانيب الأودية الجليدية والمناطق المجاورة وركام السفوح Talus وغيرها (ب)
من المفتتات المشتقة من القاع سواء كانت ناتجة عن نحت الجليد أو من نتائج
التجوية التي سبقت عملية التعرية الجليدية .



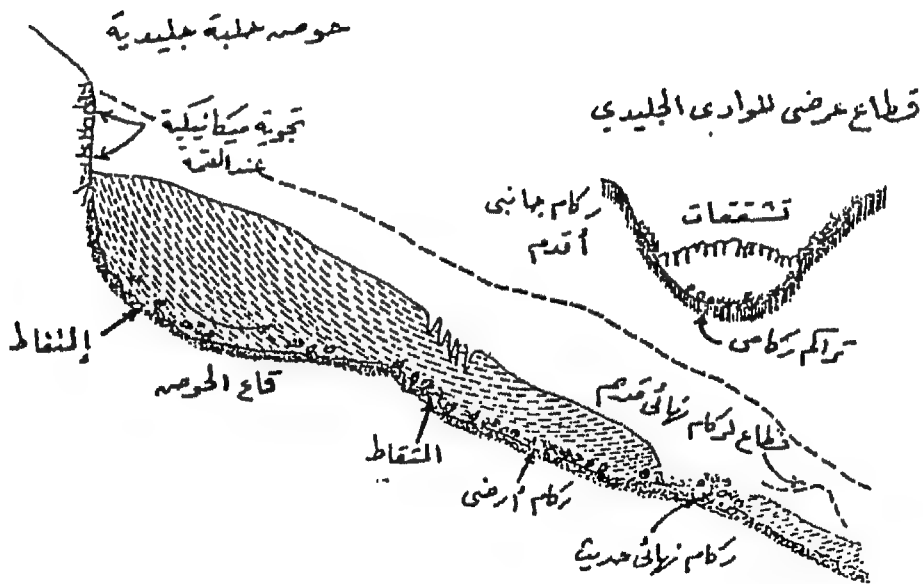
شكل (٢٧٠) ب

- ١- سطح كاس
- ٢- منور بنعل احتكاك الجليد بالدرج
- ٣- انحدار استقره
- ٤- مفاصم بدسك
- ٥- كاس
- ٦- كاس مع مفاصم من نفع الجليد

وبالنسبة للمفتتات التي تتساقط على سطح الجليد فإنها تبقى على السطح
وتنقل الى الأمام مع أى حركة للجليد وذلك باستثناء كميات محدودة قد تسقط في
التشققات Grevasses ويحتويها الجليد داخله حيث تصبح في منطقة التراكم
Accumulation Zone مدفونة تدريجيا مع حدوث تساقط ثلجي وتمتد في
النهاية خلال الشلاجة نفسها في وضع شبه رأسى كما يتضح ذلك من الشكل
(٧١) وفي حالة الشلاجات المعتدلة تنتظم عملية الترسيب ليكون طبقة من
الرواسب والتي إذا ما تحركت داخلها فقد تعود إلى السطح مع ذوبان سطح الجليد
الذى يعلوها أو قد تعود إلى القاع مع ذوبان الأجزاء السفلى من الشلاجة أو مع
تقابلها مع عقبات على القاع وهذه الحمولة من الرواسب الجليدية تشبه الحمولة
العالقة بالأنهار Suspended Load وان اختلفت في الكيفية حيث

انه بسبب لزوجة الجليد الزائدة فإن التعلق لا يحدث نتيجة الاضطراب او دوامات كما هو الحال في مياه النهر ولكنه يحدث داخل الجليد نفسه ولذلك فتبدو تلك المفتتات العالقة غير مصنفة تشمل جلاميد كبيرة الحجم لا تزيد عادة عن ١٥% من جملة الحمولة . وقد تتركز المفتتات في طبقات دقيقة أحيانا ما يصل سمكها الى خمسة أمتار يفصلها عن بعضها طبقات جليدية نقية وتكون عادة من حبيبات دقيقة تمثل نحو ٨٠% من جملة الحمولة وتنحدر أو تميل هذه الطبقات بدرجات تتباين حسب درجة انسياب الوادى الجليدى .

وقد درست هذه الطبقات ونوقشت أصولها باسهاب وقد وجد ان بعض رواسبها ترجع الى فترات زمنية سابقة لحدوث الجليد وبعضها مما امتلأ به الشقوق من المفتتات التى تساقطت من جوانب الوادى الجليدى أو من القاع والأولى قد تتأثر بالضغط الهيدروستاتيكي فى الجليد بينما الثانية تتأثر بسمك الجليد والمياه الذائبة أسفل الثلاجة .



شكل رقم (٧١) رسم توضيحي لوادى جليدى

ومن هنا يمكن القول باختصار:

(أ) أنه في منطقة التراكم فإن المفتتات الساقطة تغوص نسبياً مع تساقط ثلوج لاحقة .

(ب) أن خطوط تحرك الجليد تتحكم في حركة الرواسب التي يحويها الجليد والتي تتحرك بدورها رأسياً وأفقياً مع تحرك الجليد نفسه .

(جـ) في حالة الثلجات المعتدلة فإن إذابة الأجزاء التحتية منها قد تساعد على تركيز المفتتات في القاع خاصة عندما يكون الأخير ناعماً .

(د) وحيث ينساب ويتحرك الجليد فوق قاع به بعض العقبات فإن الأخيرة كما يرى كامب Kamb ولاشابل Lachapelle سنة ١٩٧٤

تسبب إذابة من الجوانب التحتية للثلاجة Down Glacier Flanks وإذا ماتلتها عمليات تجمد ثانية فإنها تضم مفتتات عادة ماتكون ذات أحجام صغيرة . وقد يزداد سمك الرواسب أسفل الثلاجة إذا ماتحرك الجليد المعتدل الى منطقة جليدية باردة . وإذا ما زاد طول عقبة القاع عن المتر فإن عملية تحرك الجليد تضعف بينما عملية الزحف الميكانيكي يتحكم فيها قانون انسياب الجليد وتتراكم المفتتات على الجانبين وحول العقبة .

(هـ) إن عملية جر الكتل الضالة (٣) Erratic Rocks تحدث فقط تحت الثلجات الباردة حيث تشتق الرواسب من صخور القاع على طول مناطق الضعف .

ثالثاً : عملية الترسيب الجليدي Process of Deposition تغطي الرواسب الجليدية من حصى وصلصال نحو ٨ ٪ تقريباً من سطح اليابس حيث تغطي ثلث قارة أوروبا وربع قارة أمريكا الشمالية .

والمفتتات المنقولة بواسطة الثلجات تترسب كمجموعة من الرواسب تدل خصائصها على أنها من المجروفات الجليدية وأنه من الأهمية بمكان أن نأخذ في الاعتبار أن عمليات الارساب الجليدي تحدث لسببين الأول بسبب نفوذها

(٣) تكون احجامها عادة ضخمة حيث وجدت في منطقة Schollen شمال ألمانيا كتل ضالة يزيد طولها على أربعة أمتار .

وتأثيرها الكبير على طبيعة وخصائص الرواسب المترسبة تحتها والسبب الثانى يرتبط بعلاقتها بالأشكال الأرضية الناتجة ويمكن مع ذلك تحديد مجموعتين كبيرتين من الرواسب الأولى تلك التى ترسب مباشرة بفعل جليد الثلاجة والثانية تلك التى جلبت من الشلاجات ولكنها ترسبت فى كتل مائية (٤) Water bodies التى تطلق عليها رواسب جليدية نهريه Glacio fluv- .-al Deposition

١ - الرواسب الجليدية

وهى تلك الرواسب التى ترسبت بطريقة مباشرة بفعل الجليد غالباً فى وجود مياه ذائبة ولكن دون (تعديل واضح أو مميز فى فعل المياه الجارية و يطلق على الرواسب الجليدية مصطلح التل Till وهذه الرواسب تختلف فى حجم حبيباتها وفى خصائصها الليثولوجية والمعدنية وقد تكونت نتيجة للعمليات التالية :

(أ) الاشتقاق من أنماط مختلفة من صخور القاع .

(ب) تباين ظروف النقل والجروالارساب وماتلى ذلك من أحداث .

وبصفة عامة فإن رواسب التل تبدو فى صورة غطاءات أو طبقات رقيقة وإن كانت تقل بها ظاهرة الطبقة حيث أنها رواسب غير مصنفة Unsorted تحتوى على خليط من الرواسب متباين الأحجام والتراكيب الليثولوجية والمعدنية كما ذكر .

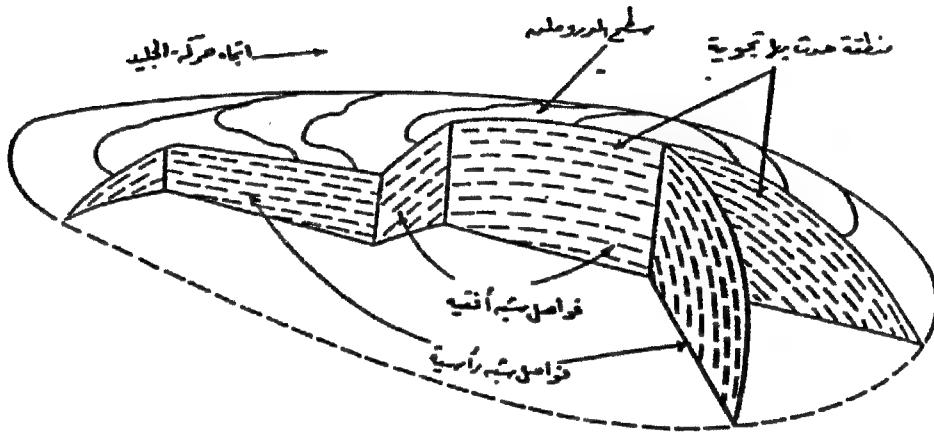
وقد وضح Carruthers سنة ١٩٦٣ أن إذابة الماء تحت الثلاجة المعتدلة يؤدى الى ترسيب بطيء للمفتتات على سطح القاع أو فوق الرواسب المشتقة من القاع الصخرى وأن الضغط الناتج عن ثقل الجليد يؤدى الى خروج الماء من الرواسب وبالتالي تصبح تكوينات التل أكثر تماسكاً وإذا ما تحرك فوق سطح غير منتظم فإن الجانب من العقبة المواجهة لتحرك الجليد يحدث به إذابة لارتفاع نسبى فى درجة الحرارة ينتج عادة من الحرارة الأرضية ومن الحرارة الناتجة عن احتكاك الجليد عند انزلاقه على القاع الصخرى ، ودرجة الحرارة ترتبط ارتباطاً

(٤) Derbyshire, F. and others, 1979, Geomorphological Processes, London, p. 247

كبيرا بسرعة الانزلاق (علاقة طردية بينها) كما قد ترتفع الحرارة أيضا نتيجة للضغط الذى يتزايد تأثيره بوجود عقبات أو سطح خشن مما يؤدي الى اذابة نحو ١٢ مم من الجليد فى السنة وباعتبار الرواسب تمثل ٢٠% من الحجم يكون الارساب نظريا نحو ٢,٤ متر كل مائة سنة، وقد قدر ميكلسون Mickelson سنة ١٩٧١ المعدلات الفعلية للترسيب تحت ثلاجة Burroughs- فى ولاية الاسكا الأمريكية ما بين ٥-٢٨ ملليمتر فى السنة ووجد أيضاً أن الرواسب السلتية (الغرينية) الدقيقة تترسب بين الفراغات البينية Voids للحبيبات كبيرة الحجم. وقد درس بولتون سنة ١٩٧٥ ضوابط ترسيب الجزيئات وهى تتمثل عنده فى سرعة انزلاق الجليد، حجم الذرة حيث تزداد سرعة الترسيب فى حالة توفر الذرات كبيرة الحجم والذرات الصغيرة عنها فى حالة الذرات متوسطة الحجم كذلك شكل الذرة فكلما كانت الذرة مفلطحة تكون فرصة الترسيب أكبر عنها لو كانت مستديرة وخشونة القاع والضابط الأخير يساعد على استمرار وتكرار احتكاك الذرات بالقاع الصخرى مما يضعف من السرعة.

وقد تظهر تكوينات التل فى شكل تلى أو كشيبي Drumlimoid بسبب انسياب الجليد فى خطوط طولية فوق رواسب غير متماسكة. وقد درس هذه الظاهرة الارسابية العديد من الدراسين والباحثين فى الجلاسيولوجى أمثال أندروز وسميثون Smithson سنة ١٩٦٦ وأوكو Okko ودى جير DeGear وقد أوعز الأخير حدوث هذه الأشكال الى وجود دورة سنوية Annual Cycle مع وجود تشققات بأحجام مختلفة فى الأجزاء السفلى والصلصال والتى تترسب بعد عملية الذوبان خاصة إذا ما كانت الحمولة كبيرة الحجم ويحدث الترسيب عند قاع الثلاجة عادة لسبب أن الاحتكاك بين الصلصال والقاع أكبر من الاحتكاك بين هذه الرواسب الصلصالية والجليد الذى يعملوها وتصطف هذه الرواسب فى اشكال طولية بواسطة حركة الجليد التالية لترسيبها وعادة كلما زادت سرعة تحرك الجليد وزاد ضغطه ازدادت درجة استطالة هذه الأشكال مثلما حدث فى وادى ميدلاند باستكتلندا (شكل ٧٢) والدروملن عبارة عن كدوة طولية Elongated Humock من الجلاميد والصلصال ذات محور طولى يمتد فى موازاة اتجاه حركة الغطاءات الجليدية المسؤولة

عن ترسيبه وتتراوح ارتفاعاتها من ربوة صغيرة الى تل يبلغ طوله كيلومترين وارتفاعه ٩٠ مترا وكثيرا ما نطلق على المظهر المورفولوجى لها تضاريس سلال البيض Baskets of Eggs (راجع شكل ٧٢) الذى يوضح تركيب الدروملن .



شكل رقم (٧٢) مقطع دروملن يوضح علاقة المنحدر بشكل وبحركة الجليد

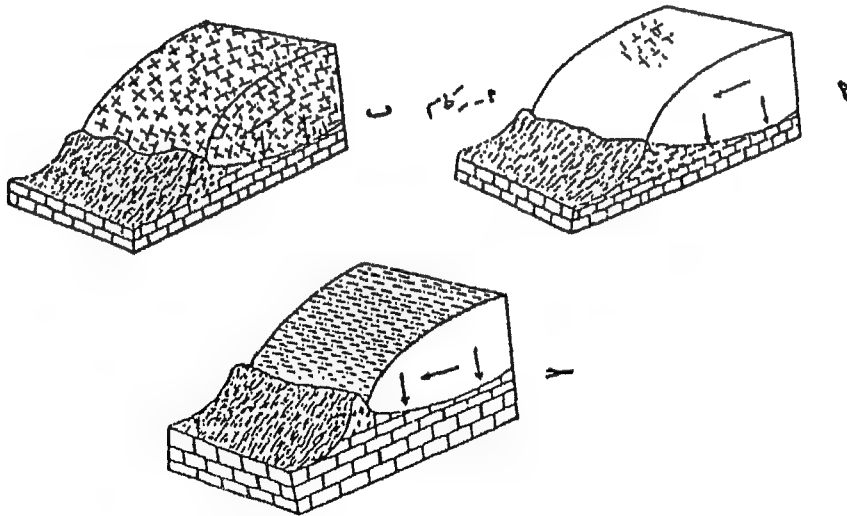
وهناك عملية الترسيب فوق التلاجات Supraglacial وهى تختلف عن العملية السابقة بسبب بعض الظروف المحلية وقد وصف « بولتون » العديد من الركامات العلوية الضخمة على أسطح العديد من التلاجات فى جزيرة سبتزبرجن ، ويقدر أن بعض هذه الرواسب يزيد على ٦٠ ٪ من جملة التلاجة ، ويجدر القول بأن عملية الترسيب على صخور القاع تكون تالية لعملية الاذابة النهائية للجليد والتي قد تأخذ مئات أو آلاف السنين لكى تتم وهذه الرواسب تتعرض بعد ذلك للاضطرابات مثل الانهيارات والانزلاقات الأرضية وعمليات التعرية النهرية والهوائية .

وتوجد العديد من العمليات المسئولة عن الركامات النهائية (End Moraines) حيث تنقل الرواسب المختلفة الى الأمام فى اتجاه حركة الجليد وهناك ترسب مع ذوبان الجليد وتظهر فى صورة حافات حطية قديمة .
مواقع هوامش الجليد وتظل فى حالة ثابتة لبعض الوقت وتظهر هذه الركامات فى

ثلاجات كلورادو مثل ركامات ثلاجة أراباهو Arapahoe التي يقدر حجمها بـ ١٨٠٠ متر مكعب مما يدل على ضخامة حجم رواسب الجليد .

ويرى « اندروز » ان جزءا ضخما من المفتتات الركامية قد اشتقت مباشرة من الصخور المتساقطة من حوائط الحلقات الجليدية بالمناطق المجاورة وان هذه الصخور المتساقطة ذات أهمية كبيرة في اضافة مواد ركامية للركامات الجانبية وتظهر الركامات في صورة عرضية Transverse نتيجة لعملية التواء لرواسب التل مما يجعل الركامات تمتد متعامدة مع اتجاه حركة الجليد .

والركامات النهائية أيضا تتكون بفعل الدفع الجليدى لسطوح التل وتظهر بوضوح هذه العملية عندما تظهر رواسب التل الرقيقة فوق ضخور القاع فيحدث عندما يتقدم الجليد في الشتاء فإنه يدفع أمامه الرواسب التي تم ترسيبها في الصيف السابق له مباشرة وتبدو ركامات الدفع Push Moraines غير منتظمة Assymetrical تتميز بانحداراتها الشديدة على كلا جانبيها ويمكن تتبع تكوينها من خلال دراسة الأشكال الثلاثة التالية (شكل رقم ٧٣ أ) ، (شكل ٧٣ ب) وشكل (٧٣ جـ) .



شكل رقم (٧٣) تكوين الركامات النظرية

أ — بداية تحرك الجليد لتكوّن الكامات النهائية.

ب — زيادة ضغط الجليد وزيادة تحركه الأمامي تجاه رواسب التل.

ج — عندما تتوقف مقدمة الثلاجة على رواسب التل المشبعة بالماء يصبح الضغط العادي للجليد العامل السائد في تكوين الركامات النهائية وفي هذه الحالة تميل الأحجار كبيرة الحجم بشدة نحو تحرك الجليد كما في الشكل السابق ، ومن الركامات التي تكونت بهذه الطريقة ركام ثلاجة تومسون بجزيرة اكسيل هيجرج في المنطقة القطبية شمال كندا والتي قدر « كالين Kalin » ارتفاعها بنحو ٤٥ مترا . وعموما مازالت هذه الطريقة المعروفة بعملية الدفع Bulldozing action or pushing وكذلك الركامات الناتجة عنها والتي تأخذ اسم ركامات الدفع النهائية في حاجة الى دراسة حيث يرى البعض ان ركامات الدفع الحقيقية True Push Moraines نادرة في الطبيعة .

(٢) العمليات الجليدية النهرية : (*)

Glacio fluvial processes

قد تنساب المياه على السطح بجانب النهر الجليدي المعتدل وفي حالة الثلاجات الباردة المتجمدة عند القاع فإن الماء يختفى منها تماما ولكن قد يظهر بصورة مؤقتة على السطح وعند الهوامش عندما يحل فصل الصيف والأدوية التي تعلق الجليد محدة بقنوات مذابة تنساب فوق سطح الجليد بمعدل أسرع من إنسياب المياه في القنوات المحفورة في السطوح الصخرية أو في الرواسب وذلك بسبب انخفاض معامل الاحتكاك . وفي الثلاجات المعتدلة عادة ما تختفى هذه القنوات المائية بسرعة كبيرة في الشقوق التي تقطع الكتل الجليدية وتتحول لتمتد داخلها Englacial ثم تمتد أسفل الثلاجة إذا ماسح ضغط الجليد بذلك وتعمل المياه التي تجري داخل الكتل الجليدية على إذابة ما حولها من جليد معتدل .

Glaciofluvial
وتكاد هي

(٥) تستخدم هذا الاصطلاح في الولايات المتحدة الأمريكية بدلا من اصطلاح
يعنى العمليات الجليدية النهرية من تحت وارساب .

فى ذلك على حرارتها وعلى كمية الحرارة الاحتكاكية المولدة من حركة الماء كما أن التغير فى إتساع الأنفاق الداخلية يؤثر فى المقابل على معدلات الجريان فتتخفض السرعة مع اتساع الأنفاق ويتأثر الجريان أيضا بموقع مستوى الماء بداخل الجليد

Englacial Water Table حيث يكون الماء تحت هذا المستوى فى حالة ثبات بينما تتحرك بمعدل سريع فى الأجزاء التى تقع أعلاه وتكون محملة بالرواسب وتعمل التيارات الجليدية على غلق الأنفاق الداخلية

Tunnel blockage وتوقف جريان المياه فى بعض الأجزاء وتراكم الرواسب بداخله وتتفرق المياه فى اتجاهات مختلفة وأهم مصادر رواسب الأنهار المذابة يأتى من ركام السطح والرواسب الداخلية وفتحات القاع ويحدث اضطراب لهذه الرواسب مع حدوث انزلاقات أو انهيارات عند ذوبان الأجزاء السفلى من الشلاجة وتعمل المياه المذابة على تغير أحجام الذرات مع العمق مما يؤدي الى وجود الطباقية Bedding ولذلك تتميز هذه الرواسب بانتظامها فى طبقات stratified مثل رواسب الكام Kame والأسكرز Eskers والأولى عبارة عن تراكمات عن مفتتات جليدية من حبات ذات أحجام مختلفة تسودها عادة الرمال والحصى Gravels والحصباء ويتميز سطحها بوجود مخاريط Cones وحافات وهضاب صغيرة قد تظهر فيه الطباقية وكثير من تكونينات النكام تختفى منه الطباقية تماما ومما لاشك فيه أن الكام فى أغلب الأحوال نتاج إنهار جليد مدفون وأن الإنسياب السفلى للمياه المذابة سمح بحدوث طبقات للرواسب الدقيقة والأسكرز عبارة عن حافات متعرجة Sinuous Ridges تتكون أساساً من رمال وحصى تمتد بشبه متوازية مع حركة النهر الجليدى ويتراوح حجمها من أمتار قليلة فى ارتفاعها إلى عشرات الأمتار وتبلغ أطوال بعضها حوالى مئات الكيلومترات . وهى تتكون عادة من تعاقب تكوينات رملية مع تكوينات حصوية فى وضع طبقي والطول الكبير للأسكرز مع الوضع الطبقي يشير إلى أنها قد تكونت كرواسب لأنهار مائية كانت تنساب داخل الشلاجات من خلال الأنفاق التى كانت تخترقها .

الفصل التاسع

في العلاقة بين الجيومورفولوجيا والنشاطات البشرية

- ١- الأنهار والإنسان
 - أ- استخدام الأنهار
 - ب- أخطار الأنهار
 - ج- التعديلات البشرية للأنهار
- ٢- الأنهار الجليدية والأنشطة البشرية
- ٣- ظاهرات التعرية الصحراوية والنشاطات البشرية
 - أ- الأودية الجافة .
 - ب- المراوح الفيضانية .
 - ج- الأشكال الرملية في الصحراء .
 - د- السواحل والإنسان .

الفصل التاسع

في العلاقة بين الجيومورفولوجيا والنشاطات البشرية

للدراصة الجيومورفولوجية الواعية أهميتها في تفهم الأبعاد الحقيقية للظواهر الخاصة باللاتدسكيب الطبيعي Physical Landscape وعلاقتها بعناصر البيئة المختلفة من تغيرات مناخية وتكوينات جيولوجية وغيرها تنعكس بوضوح على التطور الجيومورفولوجي لأي منطقة على سطح الأرض ولا يمكن لغير الجيومورفولوجي أن يلم بفهم هذه الصور التطورية والأبعاد الهندسية للظواهر الطبيعية المختلفة وتوزعها الجغرافي وتباينها من منطقة إلى أخرى فهو يعطى العديد من أفرع العلوم الأخرى كالجيولوجيا والهيدرولوجيا Hydrology والاقيانوغرافيا وغيرها الكثير من النتائج العلمية الهامة التي يتوصل إليها من خلال مفاهيمه الواضحة ومناهجه المحددة .

كما تساهم الخرائط الجيومورفولوجية الحديثة في توضيح العلاقة المتبادلة بين نوع الصخور ونظم بنائها وعوامل التعرية المختلفة التي تعمل على تشكيل الصخر وإظهار العديد من الظواهر الجيومورفولوجية المتنوعة .

والواقع أن الجيولوجيا بفروعها المختلفة من أكثر العلوم اقترابا من علم الجيومورفولوجيا ولا يمكن للعلاقة المتبادلة بينهما أن تنتهي فعلى الجيومورفولوجي أن يلم بأسس ومفاهيم علم الجيولوجيا ويتذكر دائما بأن الرواد الأول لعلم

الجيومورفولوجيا كانوا جيولوجيين ، وفي المقابل يجب على الجيولوجى ان يكون ملماً بمفاهيم الجيومورفولوجيا لكى يتيسر له أن يفسر تفسيراً سليماً ظاهرات سطح الأرض وتطورها عبر الأزمنة والعصور الجيولوجية المختلفة .

ويجب أن ندرك فى الواقع أن الدراسة الجيومورفولوجية ليست دراسة جامدة حيث يستطيع الجغرافى الجيومورفولوجى ملاحظة العديد من الظاهرات الطبيعية المؤثرة مثل الفيضانات النهرية وتأثر جوانب الأنهار بانزلاقات التربة التى تؤدى الى انهيار أجزاء كبيرة من جوانب الأودية كذلك خروج المواد المنصهرة Magma من فوهات البراكين النشطة وتحرك الفتات على سفوح الأودية والتى تعد نوعاً من الجرف التدريجى للتربة السطحية مما يؤدى الى اضعاف التربة الزراعية كما أنه مع ملاحظته الواعية لتلك الظاهرات يعنى بقياسها وتطورها وتحديد مواقعها وتوضيح أثر الانسان كعامل رئيسى فى تعديل البيئة الطبيعية .

فعندما يزيل الانسان الغطاء النباتى أو يقطع الأشجار فهو فى نفس الوقت يساعد على تعرض التربة للجرف وعندما يقيم أحد السدود أو يمد ويمهد طريقاً فإنه بذلك يعمل على تعديل البيئة القديمة وقد يلزم هذا التغيير تحويل فى العمليات الديناميكية والجيومورفولوجية السائدة فى المنطقة .

ويمكن الاستفادة من الدراسة الجيومورفولوجية بصفة خاصة فى حل الكثير من المشكلات المتعلقة بالتربة فالتطور المورفولوجى من بين العوامل الرئيسية فى تكوين التربة ففى كثير من المناطق يرتبط توزيع التربة ارتباطاً وثيقاً بدورات الارساب والنحت المتعاقبة والمتصلة بدورها بالتطور الجيومورفولوجى خلال فترات الزمن الرابع — البلايستوسين — حتى أصبح الكثير من دارسى التربة يعتمدون فى دراساتهم التمهيدية على الخرائط الجيومورفولوجية التفصيلية للتكوينات السطحية لتفهم ماهية تكوين المظهر الطبيعى فى مناطق مشروعات التنمية الزراعية . (١) .

وفى الفترات الأخيرة أصبحت الخرائط الجيومورفولوجية وهندسية

(١) روجرو منشيل . تطور الجغرافيا الحديث ، ترجمة محمد السيد غلاب ، ودولت احمد صادق ، القاهرة ، ١٩٧٣ ، ص ١١٠ .

Engineering Geomorphological Maps اسلوباً شائعاً في العديد من دول أوروبا وفي جنوب أفريقيا خاصة في دراسات اختيار مواقع المراكز العمرانية Settlement وهندسة الطرق ومن أبرز تلك التطبيقات مواضيع البناء وغيرها من المشاريع الهندسية في تشيكوسلوفاكيا والتطبيقات التي قام بها أفراد معهد الجيومورفولوجيا التطبيقية في مجال تطور العمران المدني Urban Settlement وتخطيط الطرق كالطريق الرئيسية رقم « ٢ » عبر نهر كويل في جبال الألب الأوربية، وفي بريطانيا استخدمت المساحة الجيومورفولوجية لأول مرة وذلك في سنة ١٩٧٢ من قبل مهندسى الميدان وذلك لفهم طبيعة اشكال سطح الأرض والعمليات الجيومورفولوجية التي تواجه المهندسين في منطقة المشروع، وقد كان مشروع وادى تاف Taff Valley جنوب ويلز أول مشروع استخدمت فيه أساليب المسح الجيومورفولوجي (٢).

وفي هذا الفصل سيركز المؤلف اهتمامه في إبراز العلاقة بين الظواهر الجيومورفولوجية الرئيسية والانسان في استخداماته المختلفة ومدى التغيرات التي قام بها لتغيير الخصائص الطبيعية لهذه الظواهر ودور الفهم الجيومورفولوجي وأهميته في هذه التغييرات والاستخدامات البشرية مثل بناء السدود ورصف الطرق وكبح جماح الرمال المتحركة في صورة كثبان مهاجرة وحماية الشواطئ من الأمواج المدمرة وغير ذلك من الاستخدامات البشرية المختلفة — كما سيتضح من خلال الصفحات التالية.

(١) الأنهار والإنسان :

لا شك أن الأنهار تلعب دوراً قوياً في حياة البشرية فتشير الحفريات والوثائق التاريخية ان الانسان في مراحل المبكرة قد استقطب نحو ضفاف الأنهار والبحيرات ومع ما يشهده العالم الآن من تطور وتقدم حضارى فما زالت الأنهار تجتذب نحوها الأعداد الضخمة من السكان .

(٢) يحيى عيسى فرحان : التطبيق الهندسي للخرائط الجيومورفولوجية ، الكويت ، ١٩٨٠ ، ص ١٥ ، ١٦ .

ومما سوف نتناول استخدام الانسان للأنهار كظاهرة جيومورفيه رئيسية هامة ، غطى الأنهار ، التعديلات المستمرة فى الأنهار والتي رغم أنها تعد من بين نعم الموارد الطبيعية المتاحة للانسان إلا أن فيضاناتها تعد من أخطر الظواهر الطبيعية المتاحة للانسان إلا أن فيضاناتها تعد من أخطر الظواهر الطبيعية تدميراً وخسراً ونتيجة لذلك فإن الإنسان دأب على تعديل جريان العديد من الأنهار انتقاء لأخطار الفيضانات والحد منها وتنظيم مياهها لعمليات الري والاستخدام الأمثل ما فى المجالات المختلفة .

أ - استخدام الأنهار : تستخدم مياه الأنهار لأغراض الصناعة والزراعة والشرب كما تستخدم قناة النهر للسلاحة Navigation إذا كان مجرى النهر يصلح لذلك بحلوه من العقبات كالجنادل والمندفات Rapids وغيرها ، كما تستخدم مياهها فى توليد الطاقة الكهربائية ، ويقدر استخدام الفرد للمياه فى الولايات المتحدة الأمر بكمية ما بين ١٤٠ إلى ١٨٠ جالوناً يومياً ، كما ان نحو ٤٦ ٪ من مياه الأنهار بها تستخدم للأغراض الصناعية وثلثى حاجة الزراعة بها تستخدم مياه الري من الأنهار العديدة بها ، وهناك العديد من الأقاليم الجافة Arid Regions والأقاليم شبه الجافة تعتمد كلياً فى زراعتها على مياه الأنهار مثلما الحال فى مصر وباكستان وغيرها .

وتعد الأنهار فى قناعات كبيرة منها طرقاً مائية هامة متوغلة فى أراضي وعرة Rugged terrain أو مناطق الغابات الكثيفة كحوض نهر الأمازون ، وكذلك فى المناطق الصحراوية وشبه الصحراوية كنهر النيل فى جزئه الأدنى فقد لعبت أنهار سانت لورنس ، هيدسون ، موهوك ، أوهايو ، والميسيسى أدوارها الكبيرة فى اكتشاف وتعمير أمريكا الشمالية كما أنها مازالت تمثل أهم الطرق الملاحية الداخلية لنقل نحو ١٥ ٪ من جملة البضائع والركاب عبر القارة وتلعب أنهار أوروبا كذلك دورها الكبير فى نقل البضائع والركاب عبر القارة خاصة بالنسبة للدول الداخلية عديدة السواحل مثل سويسرا والنمسا وتشيكوسلوفاكيا وغيرها والأولى تعتمد على نهر الراين فى نقل جزء كبير من تجارتها عبر الأراضي الألمانية والهلندية وأقيمت عليه موانئ هامة مثل بازل على الحدود مع ألمانيا . وتستخدم أنهار سيبيريا فى نقل الأخشاب مثل نهرى أوب ويايسى وكذلك يستخدم نهر الكونغو زائير -

في نقل معظم تجارة دولة زائير حيث ميناء متادى الرئيسى وذلك مع الأخذ في الاعتبار تغادى مناطق الشلالات ، على طول امتداده كما يقوم نهر الأمزون بدور كبير في هذا المجال بدولة البرازيل ويمثله نهر لابلاتا في الأرجنتين وغيرها من الأنهار في مناطق عديدة من العالم .

وتلعب الأنهار كذلك دورها في توليد الطاقة الكهربائية بإقامة توربينات تتحرك مع تدفق مياه الأنهار بصورة طبيعية مثل مناطق البيدمونت شرقى الولايات المتحدة أو مع انشاء السدود على الأنهار التي تتميز بقلّة انحدارها مثل السد العالي على نهر النيل في مصر .

وتعد الأقاليم المدارية في العالم من أكثر المناطق التي تملك امكانيات ضخمة لتوليد الطاقة الكهربائية من الأنهار— بسبب كميات التصريف الضخمة في أنهارها وبسبب وجود شلالات Waterfalls في مجاريها مثل شلالات مارتشيزون ولفنجستون وغيرها وخارج النطاقات المدارية فإن العديد من الأقاليم التلية Hilly Regions والجبلية التي تتميز بمناخات رطبة بها امكانيات كبيرة لتوليد الكهرباء مثل النطاق الشمالى الغربى من الولايات المتحدة ، شمال أونتاريو وكويبيك ونيوفونلاند وكولومبيا البريطانية في كندا وجبال الألب الأوروبية في سويسرا وفرنسا وإيطاليا وغيرها وجبال الاورال في الاتحاد السوفيتى وجبال الألب اليابانية في جزيرة هونشو .

وتبرز أهمية الأنهار أيضاً في أنها تمثل في قطاعات كبيرة منها حدوداً سياسية في بعض المناطق بين الدول ، فنهر يوجراندي يمثل جزءاً كبيراً من الحدود السياسية بين الولايات المتحدة والمكسيك كما يمثل نهر بارانا ورافده براجواى حدوداً بين دولتى براجواى والأرجنتين وبين براجواى والبرازيل كما يمثل نهر أمور جزءاً من الحدود بين كل من الاتحاد السوفيتى والصين . وأحياناً ما تمثل الأنهار حدوداً ادارية داخل الدولة الواحدة فنهر المسيسيبى يمثل حداً ادارياً بين ولايتى منسوتا ولويزيانا والنيل يمثل حداً ادارياً في أجزاء كثيرة منه— بين محافظات مصر المختلفة .

وإذا كانت الأنهار تمثل حدوداً طبيعية فإن أحواض تصريفها تعد أيضاً

وحدات طبية متكاملة وتستخدم كذلك خطوط تقسيم المياه بين الأحواض النهرية كحدود سياسية بين الدول كما هو الحال بين السودان وزاير والأمثلة غير ذلك كثيرة .

والواقع أن الاستخدام البشرى للأنهار— قد جذب مراكز الاستقرار والانشاءات الصناعية المختلفة نحو ضفاف الأنهار في سهوها الفيضية - Alluvial Plains، التي تتميز باستوائها وخصوبتها وهناك العديد من المدن الأمريكية تقع في السهل الفيضي ملاصقة للأنهار مثل العاصمة واشنطن ونيو أورليانز وغيرها وكذلك مدن مصر في الوادي والدلتا ومدن نهر الجانج بكل من الهند وبنجلاديش ، كما ان بعض المدن الكبرى في قارة أوربا تقع بجوار الأنهار مثل مدن حوض نهر الراين ووادي نهر الرور والذي تقع في حوضه أكبر منطقة تجمع صناعي في القارة الأوروبية .

ب — أخطار الأنهار:

برغم أهمية الأنهار فإنها تعد من بين أكثر المواقع خطراً على سطح الأرض فالفيضانات تحدث بصورة طبيعية وعلى مستوى عالمي وبشكل متكرر ونتيجة لاقترب مراكز العمران والازدحام السكاني بجوار الأنهار فإن الخسائر الناجمة عن الفيضانات عادة ما تكون مدمرة . وهناك العديد من العوامل الطبيعية التي تتحكم في حجم الأضرار الناجمة عن الفيضانات مثل عمق المجرى المائي — قناة النهر — وسرعة مياه الفيضان — مدى المفاجأة في حدوث الفيضان ومدة بقاء الفيضان في النهر The duration of flood وكمية الرواسب والمفتتات التي تحملها مياه الفيضانات . ومن الفيضانات التي كان لها أضرار جسيمة تلك التي حدثت في السهول الفيضية المكتظة بالسكان في وادي اليانجتسى وذلك في سنة ١٩١١ مما أدى إلى مقتل ١٠٠,٠٠٠ نسمة كذلك حدثت في سنة ١٩٧٢ فيضانات بالأنهار الشرقية للولايات المتحدة أدت إلى مقتل مائة شخص بينما كانت الخسائر في المنشآت نحو ٢ بليون دولار وذلك بسبب عواصف الهريكين ، وهناك العديد من التسجيلات الخاصة بفيضانات مدمرة للمنشآت والمزارع وقتل وتشريد الآلاف كما يحدث في الهند وبنجلاديش وغيرها وليس أدل على مخاطرها إذا

عرفنا أن أكبر الأخطار الطبيعية التي تعرضت لها دولة كبرى كالولايات المتحدة خلال الـ ٤٥ سنة الأخيرة نشأت عن الفيضانات والتي تقدر خسائرها السنوية بنحو ٣٠٠ مليون دولار.

ولا تقتصر أخطار الأنهار على الفيضانات المدمرة بل نجد الأخطار تتمثل في التذبذب الحاد في كميات المياه الواردة للنهر خاصة إذا ما كان الاعتماد كبيرا على مياه النهر في دولة ما فكثيرا ما تقل مياه النهر نتيجة لقلة الأمطار في فترة ما في منطقة المنبع والمتبع لتسجيلات فيضانات نهر النيل يدرك مدى خطورة النقص في فترة الفيضان خاصة على مصر والتي تعتمد كلية تقريبا على مياه نهر النيل في الزراعة وغيرها من الاستخدامات الأخرى . ونتيجة لذلك يبرز أهمية انشاء مشروعات ضبط مياه الأنهار من سدود وقناطر وجسور وغير ذلك من المنشآت الهندسية التي تنظم جريان الأنهار لخدمة الاستخدامات البشرية .

ج - التعديلات البشرية للأنهار:

تظهر التعديلات البشرية للأنهار في صور مختلفة في المنشآت الخاصة بضبط الفيضانات من سدود وقناطر وخزانات تتمثل أيضا في حفر القنوات لأغراض الري وتعميق الأنهار من أجل تسهيل الملاحة النهرية وسحب المياه لأغراض الشرب وغيرها من الاستخدامات الأخرى ، والواقع أنه نتيجة لسحب مياه النهر تزداد عمليات النحت الجانبي Lateral Erosion بالنهر وتقل فرص واحتمالات توليد الطاقة الكهربائية في الأجزاء الدنيا من الأنهار Down streams

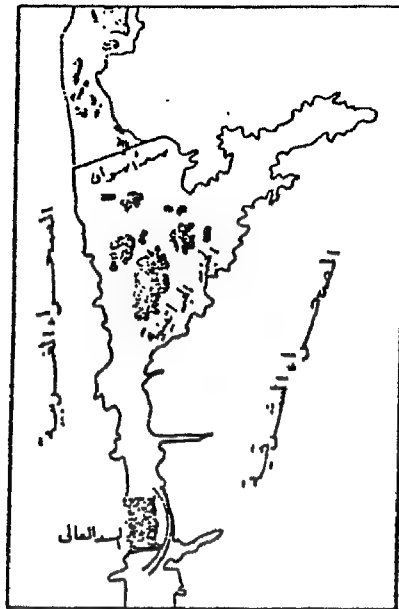
والحقيقة ان الفهم الجيومورفولوجي يفيد كثيرا في حسن اختيار مواضع انشاء الخزانات والسدود حيث انه يجب دراسة خصائص مواضع الانشاء من ناحية معرفة نوع الصخور وصور بناءها فحبذا لو كانت الصخور نارية أو متحولة Metamorphic مما يقلل من تكاليف الانشاءات باعتبارها أساسات طبيعية قوية خاصة في منطقة يكون النهر فيها ضيقا كما يحدد موضع منطقة الانشاء بحيث يمكن انشاء قنوات نهرية جانبية وان تكون هذه المنطقة قريبة من أماكن تواجد المواد الخام اللازمة للبناء ، وبعد الجيومورفولوجي أقدر من غيره في تحديد

الطول الزمني لعمر الخزان وذلك بحساب كميات الرواسب التي تتجمع على مدى فترات زمنية محددة ، وهناك العديد من السدود والخزانات قد انهارت بسبب عدم الالتزام من قبل المهندسين بالأخذ في الاعتبار المعلومات الجيولوجية والجيومورفولوجية للمنطقة . مثلما حدث في حالة بناء سد هولزبلر على نهر تنسي غرب شتاتونجا بالولايات المتحدة الأمر يكية حيث تصدعت جوانب السد وقاع الخزان وفشل المشروع فشلا هندسيا واقتصاديا .

وبالنسبة للسد العالي فقد درست المنطقة قبل بناء المشروع دراسة جيولوجية تفصيلية كما تم رسم خرائط بمقاييس رسم كبيرة لتحديد ظروف منطقة السد وخصائصها الطبوغرافية .

والسد العالي باختصار عبارة عن سد ركامي ضخيم يسد مجرى النهر بارتفاع ١١١ متراً فوق قاع النهر ويصل عرضه عند القاعدة إلى ٩٨ م وعرض الطريق فوقه ٤٠ متراً ويقع الى الجنوب من سد أسوان بسبعة كيلومتر ومبنى من ركام جرانيتي يتخلله الرمال والطين حيث تتوافر هذه المواد والتكوينات قرب موقع السد كما يتميز موضع بنائه بتختناق النهر وتكون جوانبه من صخور جرانيتية صلبة مما قلل نسبيا من تكاليف عمليات الانشاء والوقت الذي استغرق في البناء .

وفي حالة بناء سد أسوان وجد ان هناك ثلاثة مواضع قد تصلح لبنائه وهي خانق السلسلة قرب مدينة كوم امبو وخانق كلايشه الذي لا يزيد اتساع الوادي عنده عن ٣٠٠ متر وأسوان ووجد في الموضع الأول أن الضخور على كلا جانبي النهر تتكون من الحجر الرملي النوبي ضعيف التماسك وأما خانق كلايشه فصخوره جرانيتية صلبة ولكن مجرى النهر هنا يتميز بعمقه الكبير— رغم ضيقه كما ذكر آنفا— مما يؤدي الى زيادة التكلفة في نفقات البناء وقد أختير موضع أسوان حيث بنى الخزان في منطقة تتميز باتساعها شمال جندل أسوان على امتداد كيلومترين فوق صخور جرانيتية صلبة تمثل اجزاء بارزة من الجندل الأول تمر المياه من خلال بوابات بينها يمكن التحكم فيها مثل باب هارون والباب الصغير والباب الكبير (راجع شكل ٧٤) .



شكل رقم (٧٦)

موقع كل سد العالمى وسد أسوان

وعموماً لكي يكون بناء السدود النهرية سليماً يجب أخذ الجسات عند موقع السد الى عمق لا يقل عن ثلاثة أقدام تحت أكثر المستويات انخفاضاً في الخزان أما المناطق التي تدل ظروف الأرض وطبوغرافيتها أو جيولوجيتها على احتمال حدوث نشع Seepage أو أخطار على الأساسات فيجب اجراء الفحوص الى أعماق أكبر كما يقدر ارتفاع السد تبعاً للاحتياجات التخزينية المقدرة الى جانب جزء لتخزين الفيضان (٣) ، ولا شك أن هذه الأمور الهامة قد أخذت في الاعتبار عند بناء السدود والقناطر على نهر النيل وغيره من أنهار العالم الأخرى .

والواقع أن السدود والخزانات تؤدي الى تغييرات في هيدرولوجية الأنهار التي تقام عليها فعلى سبيل المثال أدى بناء السد العالي بشكله الركامي الى ارساب الجزء الأعظم من حمولته من الرواسب في حوض بحيرة السد وخروج المياه خلف السد Down Stream the Dam خالية تقريباً من حمولتها مما نتج عنه

(٣) جلين أ. شواب وآخرين ، المبادئ الأولية لمهندسة الارض والمياه ، ترجمة : انجي زين المصايدن وأسرة طاهر عبدالصادق ، القاهرة ، ١٩٧٨ ، ص ٢٢٠ .

نحصر شامل في مجرى النهر شمال أسوان في محاولة من النهر للوصول الى حالة استقرار تحت الظروف الجديدة التي فرضت عليه بتقليل انحداره وان كان هذا النهر مازال بطيئاً وذلك لأن الخزان مازال في مرحلة الملء الأول ومايصرف منه الآن يقتصر على الاحتياجات وكل مازاد عنها من الايراد الطبيعي يحجز لا تمام الملء ولا شك أن هذا النهر والذي يتوقع زيادة معدله في المستقبل سيكون خطراً على السدود والقناطر المقامة شمال أسوان على طول مجرى النهر خاصة وأنها في أغلبها غير مجهزة بما يعرف بالسدود الغاطسة *drained dams* والتي تمثل حماية لها من عمليات التقويض السفلى *under cutting* والنحر، كما ان عمليات حجز الرواسب أمام السد العالي والاطماء التدريجي لبحيرة السد يحرم النهر من حمولته وبالتالي حرمان التربة من الرواسب الطميية المحددة لخصوبتها والاختلال بعملية التوازن الذي يربطه الساحل الشمالى لدلتا النيل والذي يشهد تراجعاً نحو الداخل بسبب نحت الأمواج والتيار البحرى الغربى الذى يمر في موازاته وهناك العديد من الآثار الجانبية *side effects* الأخرى لهذا المشروع لايتسع المجال هنا لذكرها وان كانت على كثرتها لا تقلل من المميزات العديدة للسد العالي وجدير بالذكر ان لكل مشروع كهذا آثاره الجانبية والتي يمكن أن تكون قد أخذت في الاعتبار قبل بدء عمليات الانشاء ودرست امكانيات تقليلها أو التغلب عليها .

وليس ثمة شك في أن هناك العديد من أوجه التعديلات والقدرة على التكيف مع ظاهرة الأودية النهرية وسهولها الفيضية *flood plains* من قبل الانسان تتطور بصورة مستمرة وسريعة مصاحبة للتقدم الحضارى في المجالات المختلفة فنذ مراحل الاستقرار الأولى على جوانب الأنهار كان الانسان القديم يدرك غوائل الفيضانات فيستقر فوق المدرجات النهرية المرتفعة *River Terraces*

وقد ذكر ياقوت الحموى مواقع القرى المصرية والتي اشتهرت في العصر الوسيط بوجودها على مرتفع من الأرض للحماية من الفيضان ويذكر أن تلك المواقع المرتفعة اما طبيعية كالتلال أو حافة الأحواض الزراعية أو ضفاف النهر

العالية واما صناعية ككومات مقامة لرفع مستوى القرى عن اعلى منسوب للفيضان وقد ذكر أمثلة عديدة على ذلك (٤) .

ولوتبعنا الطرق البرية الممتدة فوق أرض الدلتا المصرية نجدها عادة ماتكون فوق منسوب الترع والقنوات حتى تكون في مأمن من الفيضانات العالية أو من تسربها أسفل التكوينات التي تتكون منها الطرق البرية وفي مناطق السهول الفيضية وفي الدالات النهرية كثير من المشآت مثل المطارات والخطوط الحديدية والانفاق وغيرها وكلها في حاجة إلى تفهم واع للخريطة الكنتورية والجيومورفولوجية للمنطقة وذلك قبل البدء في عمليات التنفيذ حتى تتلاشى أو تقل بقدر الامكان المآل المحتمل .

(٢) الأنهار الجليدية والأنشطة البشرية :

Glaciers and Human Activities

ان الارتباط الواضح بين الأنهار الجليدية وبعض الظواهر الطبيعية مثل كميات المياه بالأنهار، مستوى سطح المياه بالبحار والمحيطات ، حركة التوازن Isostatic Movement في قشرة الأرض والأشكال الأرضية المرتبطة بالتعرية الجليدية ذات تأثير واضح على الأنشطة البشرية المختلفة .

والأنهار الجليدية تشبه الغطاءات الجليدية في كونها موارد هامة للمياه العذبة في مناطق معينة وفي فترات محددة من السنة ، ففي الولايات المتحدة توجد بحار مجارى مائية عديدة - خارج ألاسكا - تتغذى من الجليد مثلها الحال في ولايات واشنطن ، مونتانا ، ويومنغ وتستخدم هذه الأنهار في توليد الكهرباء وفي الري ، وهناك أنهار ضخمة مثل الجانج والسند والبراهما بوترا تنبع من الأنهار الجليدية الموجودة في جبال الهيمالايا وقرقورم وهند كوش ، وفي سويسرا والنمسا نجد ان الأنهار التي تستمد مياهها من الجليد Glaciers fed streams ذات أهمية كبيرة في توليد الطاقة كما تعدر موارد مائية هامة ، ومن مناطق مرتفعات الهايلاند باسكتلندا تنبع العديد من الأنهار مثل نهر الدون ونهر الديو

(٤) عبدالعال عبدالمنعم الشامي . مدن مصر وقراها عند ياقوت الحموي - الكويت ، ١٩٨١ ، الطبعة الأولى ص ٢٠ .

river حيث تستمد مياهها من الثلجات العديدة التي تميز تلك المناطق المرتفعة وتعطىها مظهرًا مميزًا (٥).

وعادة ما يذاب الجليد بالثلجات في فصل الحرارة والجفاف حيث تشتد الحاجة إلى المياه فثلجات ولاية واشنطن الأمريكية تمد الأنهار بكيات من المياه خلال شهرى يوليو وأغسطس تساوى تقريباً نفس القدر المتحصل من المياه تحت الأرضية وذلك على مدار السنة (٦).

كما أن نهر كولومبيا الذى ينبع من جنوب شرق كولومبيا البريطانية يحصل على نحو ١٥% من جملة مياهه من الثلجات مباشرة وقد استطاع الإنسان حفر الانفاق Tunnels تحت الأنهار الجليدية للحصول على المياه لتوليد الكهرباء كما تستخدم الجبال الجليدية Icebergs كمورد للمياه العذبة في العروض القطبية وفي قارة أنتاركتيكا — وتعد الأنهار الجليدية وما يرتبط بها من بحيرات عنصر جذب سياحى كبير في بعض دول أوروبا مثل سويسرا والنمسا التى يعتمد كل منها في جزء كبير من الدخل القومى على السياحة.

ومن المناطق السياحية الرئيسية بالروكى الأمريكية جبل رينيه وجبل ماكنلى وغيرها من القمم الجبلية العديدة في كل من كندا والولايات المتحدة كما تمثل البحيرات الجليدية والجبال المغطاة بالجليد في مرتفعات اسكتلندا عنصر جذب سياحى له شأنه.

وكثير ما تستغل القيعان المستوية للأحواض الجليدية الطولية كممرات خلال التلال والجبال الألبية مثل ممر برنر Brenner Pass الواقع عند رأس حوض اديج Adige بوسط أوروبا.

ومع ما سبق ذكره من جوانب النفع بالنسبة للثلجات فإن لها أخطارها التى

(٥) زار الكاتب تلك المناطق أثناء مهمته العلمية بجامعة ايردينج باسكتلندا وقام بزيارات ميدانية لمناطق التعرية الجليدية بالهالايندز ضمن رحلات قسم الجغرافيا بالجامعة المذكورة وذلك في سنة ١٩٨٢.

(٦) Gardener, J. S., Physical Geography, New York, 1977, P. 263

تتمثل في الانهيارات الجليدية المدمرة Avalanches والتي تأخذ صورتين الأولى الانزلاق الجليدى ice slide والثانية انفجار السدود الجليدية Glacial dams مما يؤدي الى أضرار كبيرة تتمثل أساسا في حدوث فيضانات عنيفة. ومن أشهر الانهيارات الجليدية المبكرة الانهيار الجليدى في ثلاجة التلز Altels في سويسرا سنة ١٨٩٥ مما تسبب في موت ستة أشخاص وعشرات من الأبقار كما أدت إلى تدمير مراعى خصبه (٧). والانهيار الجليدى الذى حدث في بيرو سنة ١٩٦٢ حيث سقطت كتل جليدية ضخمة من قمة جبل هوسكاران Hausacaran تحتوى على صخور ومواد مذابة تقدر كميتها بنحو ثلاثة ملايين من الأمتار المكعبة، وقد يتفجر السد الجليدى ويؤدي الى فيضانات يسبب أضرارا كبيرة في بعض الأودية المكونة مثلها الحال في أودية الهيمالايا وقرقوروم ومرتفعات بروكس في الاسكا والتي سجل بها أكثر من مائة انفجار في السدود الجليدية المنتشرة بها.

وتعد الجبال الجليدية — التي اشتق معظمها من الأنهار الجليدية خطرا دائما على عمليات الملاحة البحرية خاصة في شمال الأطلسي حيث يحركها تيار لبرادور وتيار شرق جرينلاند Greenlands وتعتبر الكتل الضالة Erratic blocks — التي تأتي بها الأنهار الجليدية عادة من مناطق صخور نارية الى مناطق صخور رسوبية — من العقبات التي تواجه النشاط الزراعى في أجزاء كثيرة من أوروبا تعرضت للارساب الجليدى وكذلك في أمريكا الشمالية في ولايتي داكوتا الجنوبية ومنسوتا وتنتشر هذه الكتل الضالة بكثرة مما يزيد من عبء العمليات الزراعية.

وجدير بالذكر ان سهول التل Till المستوية وسهول الارساب الجليدى وسهول البحيرات الجليدية تضم بينها اخصب انواع التربة في العالم مثل السهول المحيطة بالبحيرات العظمى بأمريكا الشمالية كما ان الرواسب الجليدية ذات قيمة اقتصادية فرمال وحصى سهول الجليد ورواسب الكام الدلتاوية والاسكرز

(7) Ibid, p. 224

Eskors تحترق على حصى يستخدم لعمل الخرسانات المسلحة ورصف الطرق كما يشكون في الراسب السميكة خزان جوفى للمياه Aquifer مثلما الحال في ولايات اوهايو، بنسلفانيا ، ونيويورك .

(٣) ظاهرات التعرية الصحراوية والنشاطات البشرية :

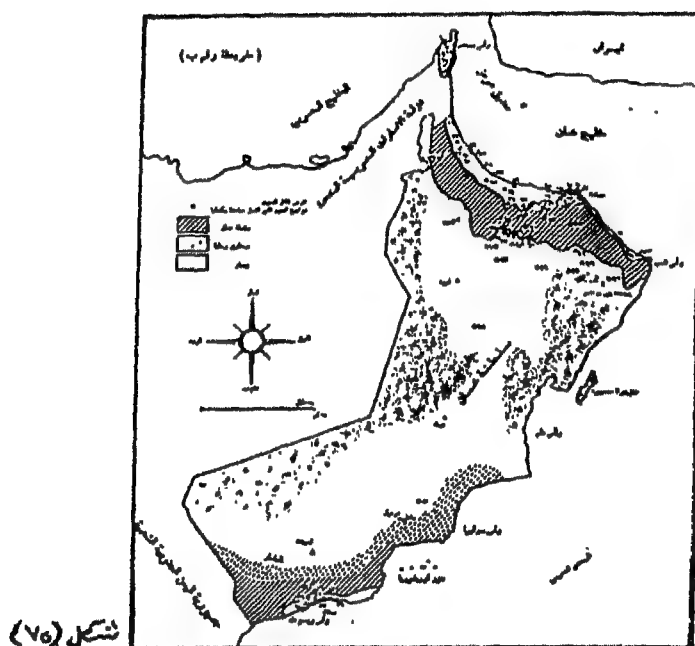
تتعدد الظاهرات الجيومورفولوجية بالمناطق الصحراوية الحارة وفي هذا الجزء سندرس بعض الظاهرات الرئيسية المتمثلة في الادوية الجافة ، المرواح الفيضيه ، والكشبات الرملية من حيث كونها من اكثر الظاهرات تأثيرا وتأثرا بالانسان بالمناطق الصحراوية .

أ - الادوية الجافة : Dry Valleys

تتميز الصحارى الحارة في مناطق كثيرة منها بظاهرة الوديان الجافة التي تتباين في اطوالها واعماقها بعضها بالغ الطول كثير التفرع مفرط في عمقه متسع في حوضه بحيث يعطى صورة فزيوغرافية ناضجة لنظام تصريف مائى والبعض الآخر بالغ الدقة والضيق تتقارب الوديه وروافدها تقاربا شديدا حتى تتشابك وتتداخل طوبوغرافيا كما ان بعضها خائفى شديد الانحدار لعبت الحركات الارضية - خاصة الصدوع - دورها الكبير في المظهر الطبيعى لها ورغم هذه التباينات بين هذه الادوية الا انها جميعا تشترك في خاصية الجفاف (٨) .

وجدير بالذكر ان الكثير من الادوات البشرية لانسان العصر الحجري القديم والحديث وجد مدفونا في مدرجات اودية الصحراء الشرقية بمصر وهى بالطبع تدل على انها في تلك الفترات التاريخية كانت بمثابة مناطق جذب للانسان القديم الذي استقر فوق جوانبها واستخدمها كمعابر لسييره عبر الهضاب والمناطق المضرسه كما حفر العديد من الابار التى مازالت موجوده حتى الان مثل بئر العوينا في وادى العمبيجه وبئر غدير في وادى غدير وبئر العين بوادى الجمال وكلها في الوديه المتجهه نحو ساحل البحر الاحمر في مصر .

(8) Strahler, A.N., and Strahler, A.H., 1980, Environmental Geoscience, John Willy and Sons, New York, p. 334



إذا كان سقوط المطر في الصحراء شذوذاً عن المألوف فإنه امر عاى ان يسقط المطر بصورة فجائية وعلى فترات زمنية متباعدة وعادة اذا ما انهمر مدراا فإنه ينتج السيول والفيضانات التى ينجم عنها التدمير والحراب للمراكز العمرانية القريبة ومن السيول الشهيرة التى تعرضت لها الاودية الجافة بالصحراء الشرقية سيل وادى قنا الذى تعرضت له مدينة قنا فى ٢٠/١٢/١٩٥٤ والذى يعد من اخطر السيول التى تعرضت له مدينة مصرية ويرجع التدمير الذى شهدته قنا الى وقوعها قريه من الهضاب المرتفعة عند نهاية اكبر واهم اودية الصحراء الشرقية مما يجعلها عرضة لتدفق مياه السيول وكان وادى قنا من الشده بحيث زادت مياهه على طاقه الترع وفاضت فوق الجسور وغمرت المناطق المنخفضة من المدينة وبنقت سرعة السيول

١٠ متر في الدتيقة وبلغ ارتفاع المياه في الشوارع اكثر من المتر ودمرت ثلاثة نجوع تدميرا شاملا هي المعنا، النحال، وسيدى عبدالرحيم، وبلغت المساحة المبنيه التى دمرها السيل ١٣٣,٧ فدانا اى نحو ٣٥,٧% من جملة المساحة المبنيه بالمدينة وبلغ عدد المنازل التى دمرت وتصدعت ٢٨٣٠ منزلا وبلغت اعداد الاسر المنكوبه ٣٧٤٥ اسره (نحو ٣٣,٧% من جملة سكان المدينة) وقد قدرت جملة الخسائر بـ ٢٢٢,١٢٨ جنيها عبارة عن عقارات ومنقولات وقد وضع تخطيط شامل لمدينة قنا بعد السيل (٩).

ومن السيول الاخرى سيل وادى سنور الذى حدث فى يناير سنة ١٩٧٠ وقد دمر قرية سنور تدميرا كاملا واقتلع الاشجار والنخيل وجرف التربه المزروعه وحمل الى النيل كميات ضخمة من المحروقات اكسبت مياهه لونا مائلا للصفرة، وسيل اسوان سنة ١٩١١ الذى ادى الى اكتساح مناطق واسعه شمال مدينة اسوان واقتلع الخط الحديدى بالمدينة.

وفى سيناء يوجد وادى العريش الذى يبدو حين تفيض مياهه كوادى نهري حقيقى يزحف سيليا طوال شهر تقريبا مقتلعا المباني والمزارع ويعد هذا الوادى وقد حدث به ١٢ سيل في الفترة من ١٩٢٥ - ١٩٤٥ - وبعد بناء سد الروافعه سنه ١٩٤٦ بارتفاع ١٢ مترا فوق قاع الوادى امكن قياس كميات المياه التى تجرى فى الوادى وان كانت عمليات الرصد لم تكن مستمرة بسبب الحروب وقد حدث سيل فى مارس ١٩٤٧ سجل رقيا قياسيا فى فترة السيل بلغ متوسط التصرف ٢٩٠,٠٠٠ م^٣/ساعة او ٣٨٠ م^٣/ثانية ولتوضيح اهمية تصرف الوادى عند حدوث السيول نذكر انه يتفوق على بعض الانهار دائمة الجريان مثل نهر التايمز عند مدينة تدنجستون (متوسط التصرف ٧٧ م^٣/ثانية) بانجلترا.

ونتيجة للسيول التى تتردد بصورة فجائية مباغتة كانعكاسه لنظام سقوط الامطار الصحراوية نجد ان مراكز العمران عادة ماتتجنب بطون الاودية الصحراوية وتتمركز فى المناطق المرتفعة خشية السيول الفجائية. فنجد على سبيل

(٩) حمدى الديب، مدينة قنا، رسالة ماجستير غير منشورة، جامعة القاهرة ١٩٨٠، ص ٦٥.

المثال وادى عمبجة قد اثير بوضوح في نمو مدينة القصير حيث انها تقع شمال منطقة الرواسب الدلتاوية التى اتى بها الوادى من المرتفعات فى الغرب والتي تتميز بانبساطها وانخفاض سطحها ماأتاح الفرصه لنمو المدينة دون وجود عوائق حقيقية امامها كما تنمو حالات سكنيه صغيره فى الجنوب يسكنها العباديه فوق تلال رسوبيه بعيدة عن باطن الوادى والذي يتعرض للسيول مثلما حدث فى سنة ١٩٧٩ وقد شاهدته الكاتب اثناء دراسته الميدانيه لاعداد رساله الدكتوراه وسجل الكثير من آثاره حيث بلغ عمق مياهه اكثر من ثلاثة امتار جاليا كميات هائله من الرواسب باحجام مختلفة كاسحا امامه كل ماهو كائن من حيوانات مختلفة مدمرا اعدادا هائله من المباني ونتيجة لذلك نجد ان اخص انواع الاراضى هى تلك التى توجد فى باطن الوادى فى جزئه الادنى حيث يرفض سكان القصير السكنى بها لدرايتهم بالاثار التدميري لسيول وتقع مدينة القصير بعيدا عن مصب وادى العمبجه وتقطع الامطار المرحاني امام المصب .

وكثيرا ماتقوم الزراعة على مياه السيول الجارية ببعض هوامش الصحراء فيما يعرف بالزراعة الفيضية Flood وهى على درجات ابسطها زراعة بطون الاودية الضحله باطراف الرق والحامادا ، فعند انحسار السيل الذى يكون قد فرش بطن الوادى بطبقه من الطمي ، وتشربته التربه لاعماق مناسبه تبذر الحبوب كالشعير والقمح وتتغذى على الرطوبة المتوفره وربما يقدم سيل او اوسول لتروها اثناء الموسم (١٠) ولكن احيانا ماتكون السيول من الوفرة بحيث تحول الارض الى مستنقعات تؤدى الى تلف المحاصيل وتدمير المنشآت وكثيرا ماتقام السدود على مجارى هذه الاودية للاستفادة من مياهها أو تجنب السيول وخطارها مثل سد الروافعه ، وسد خانق الضيقه المقترح انشاؤه على وادى العريش . واما الخزانات وسدود التحويل Diversion Dykes فهي معروفه منذ فترات قديمه وهى عبارة عن حواجز صخرية أو ترابيه تنشأ على مجارى هذه الاودية فتقوم باحتباس مياه الفيضانات للانتفاع بها فى الري وكثيرا ماتحتاجها السيول فى بنائها وتكثر هذه الأنواع من السدود فى بطون الأودية والافخوار والمساييل ليشترش

(١٠) صلاح الدين البحيرى ، جغرافية الصحارى العربيه ، عمان ، ١٩٧٩ ، ص ٤٢٦ .

سريعاً إلى البحر ويمنع ضياعه فيتوقف ويتسرب في الطبقات المسامية (الطبقات الحبيبية) حيث يؤخذ بعد ذلك بواسطة آبار تحفر في الأرض المسامية ، وقد تقام السدود على شكل حرف V عند اعالي الاودية لحجز المياه وتجمعها في صهريج جوفى ليعاد توزيعها على المناطق المزروعة .

وفي بعض المناطق كما في هضبة مريوط — العامرية تنتشر السدود الطينية الحبيبية التي ترتفع لثلاثة امتار ترجع الى العصر الروماني حيث تتجمع مياه (الأمطار) لزراعة الشجر ، ومن الامور المعروفة ان للتخزين الارضى عموماً مجالات ومستقبلاً كبيرين في المنطقة برمتها (١١) والتي اصبحت منطقة استقطاب لشركات الاستثمار الزراعي والسياحي وغيرها .

وفي مخارج بعض الاودية الصحراوية بصحراء مصر الشرقية تعمقت المجارى وتكست بالدبش وتغطت قيعانها بطبقات خرسانية مسلحة لحمايتها من النحت فانشئ في مركز الصف ما يطلق عليه مخازن السيول لضبط الجريان السيلى المتجه نحو الضفة الشرقية لنهر النيل وتغيير اتجاهاتها .

وعموماً يجب في الاودية التي تحدث بها سيول شديدة عدم الاعتماد على المنشآت المؤقتة المصنوعة من الصخور والأتربة وغيرها من المواد غير القادرة على التحمل فالدراسات قد اظهرت انه عادة ما يمكن تثبيت منشآت في صورة سدود تبني بمواد متينة ذات قوة بنائية مناسبة وان تكون لها قدرة هيدروليكية كافية لتحمل التصريف ومنع تسرب الماء تحت المنشأة أو على جانبيها حتى تتجنب فيضان الماء ووصوله الى الحلات السكنية والقرى وغيرها مما ينتج عنه من آثار ضاره كما ذكر آنفاً .

ب- المراوح الفيضية : Alluvial fans

تتكون المراوح الفيضية كما هو معروف عندما تنساب السيول عند اقدام المرتفعات وتنتشر مياهها فوق اسطح الأرض المستوية كما انها احياناً ما تتخذ اشكال مخاريط يطلق عليها مخاريط فيضيه Alluvial cones وعندما

(١١) جمال حمدان ، مرجع سبق ذكره ، ٤٢٦ .

يزداد اتساع حجم المرواح الفيضية بحيث يبلغ طول قاعدتها عدة كيلو مترات يطلق على الانحدار المائل من القمم حتى القاعدة تعبير سطح البهادا Bajada وهو عبارة عن منطقة متسعة مغطاه برواسب فيضيه والعديد من الرواسب الفيضية تغطي بالاعشاب أو الحشائش الشوكيه وان كانت التربه تحتوى على مواد غذائية مفيدة للنبات ومع جفاف اسطحها فان الظروف الطبيعية المتاحة تساعد على وجود مورد مائى للرى وذلك بحفر آبار فى رواسبها وذلك لانه بسبب الانحدار الاشعاعى للمروحه الفيضيه Radial Slope of fan فان مياه الرى فى اجزائها العليا تتوزع بواسطة الجاذبية الى كل اجزاء سطح المروجة (١٢) .

والحقيقة ان مسامية التربه والسطح الحصوى للمروحه فى اجزائها العليا لاتساعد على الاستخدام الزراعى الكثيف وان كان الحصى والرمال يمكن استخدامها فى اغراض البناء والتشييد فعادة يختفى الانسياب السطحي (باستثناء فترات الفيضان) فى الفتات الحشن coarse deris عند رأس المروحه الفيضيه ولذلك تتجمع فى الباطن فى شكل خزان جوفى داخل الصخور المسامية وان كان يحدث لها نشع وتسرب يطفىء للغاية نحو هوامش المروحه الفيضيه وكثيرا مايستخدم هذا الماء الجوفى فى عمليات الرى برفعه عن طريق حفر الابار فى بعض الاقاليم وفى اقاليم اخرى يتم الحصول عليها عن طريق حفر انفاق تحتية اسفل سطح المروحه تنقل عبرها المياه فى كميات كافيه لعمليات الرى والاستعمالات الاخرى مثلما الحال فى بعض مناطق شبه الجزيرة العربية حيث تسمى بالافلاج (شكل ٧٥) الذى يتضح منه فليج نميل فى سلطنه عمان لاحظ انسياب المياه الجوفية فى الفليج نحو القرية واحراج النخيل .

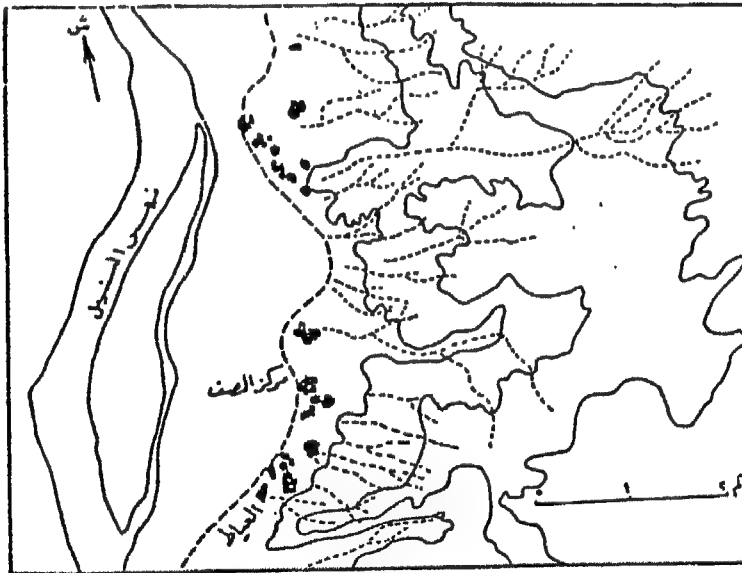
ومن الرواسب المروحية الشهيرة تلك التى تحدد سلاسل جبال سان جبرئيل فى جنوب ولاية كاليفورنيا قرب لوس انجيلوس حيث تقوم عليها الزراعة بسبب التربة الحصية التى تتميز بسمكها الكبير (شكل ٧٥) كما تعتبر دلتا نهر كلورادو دلتا مروحية ضخمة .

(12) Flinch Trewartha and Robinson Hammond, 1957, Elements of Geography (Physical and Cultural) Tokyo, p. 289.

ومن المراحل الفيضية التى تتعدد خلالها الافرع المؤقتة تلك التى تتجه من الشرق الى الغرب عند المنحدرات الدنيا لسلسلة سيرا نيفادا متمثلة فيما يلى :

- أ- وادى سان جواكين بولاية كاليفورنيا .
- ب- مروحة كاواياه Kaweah الفيضية .
- ج- مروحة تول Tule الفيضية .

وفى مصر توجد الحديد من المراحل الفيضية مثل تلك التى تنتهى بها اودية الصحراء الشرقية نحو نهر النيل وهى تلك الاودية التى تنبسط ارضها ويضعف انحدارها تماما امام مخارجها فى المنطقة الهامشية اوفى وادى النيل وتتعدد هذه الاودية فى مناطق الاحواض المنعزلة ومن امثلتها فى حوض الصف وادى الهيزه الذى كون مروحة فيضيه تظهر بوضوح مع تتبع خطوط الكنتور عند مصبه (شكل ٧٦) كما كون وادى البستان الذى ينتهى الى حوض الشيخ حسين مروحة فيضيه واضحة فى مواجهة مدينة مطاى (١٣) وتظهر امثله عديدة لتلك الاودية التى تلتقى



شكل رقم (٧٦) ، يوضح اماكن مراكز المراحل الفيضية

(١٣) محمد المتصم أحمد ، الاستقرار البشرى على الجبال الشرقى من وادى النيل بين حلوان وقنا « رسالة دكتوراه غير منشورة » القاهرة ، ١٩٧٣ ، ص ٢٤ .

بالوادي في صورة مراوح فيضيه قد تلتحم مكونه سهل بهادا مثلما الحال في اودية (الخبراوي - الابراهيمى - قلعة العجايطى - الخازن - الاسيوطى) .

ويرى بوتزر Butzer ان مثل هذه المراوح الفيضيه ظلت تتكون حتى بداية الهولوسين (١٤) .

وفي السواحل الشمالى للصحراء الغربية في مصر نجد ان ظروف المناخ الجاف الذى ساد منذ نهاية البليستوسين وخلال الهولوسين لم تساعد الانهار الاصليه التابعة Consequent streams على الامتداد شمالا تجاه البحر المتوسط الذى تراجع نحو الشمال ومن ثم اخذت رواسبها تتجمع على شكل مراوح فيضيه هائلة الحجم تلاحظ عند اقدام الحافه الميوسينية وعند مصبات الاودية كما هو الحال بالنسبة للمراوح الفيضيه عند مصبات وادى التواويه وادى الشق الشرقى وادى الشق الغربى وادى الخروبة وادى السمد وغيرها (١٥) .

جـ - الاشكال الرملية في الصحراء : ..

تنتقل الرمال بفعل الرياح التى تزداد سرعتها من الارض العاريه الناعمه حتى اذا اعترض حركتها عائق أو توقفت عن الحركة ترسبت في صورة كثبان رملية وخلال الفترة الاولى لتكوين الكثيب يزداد ارتفاعه تدريجيا الى ان يصل الى حد يكون فيه مقدار مايتراكم من الرمال على الكثيب بواسطة الرياح مساويا لمقدار ما تحمله نفس هذه الرياح في سريانها الذى يحدث في هذه اللحظة هوان ذرات الرمال تتطاير لتهبط فوق قمة الكثيب ثم لا تلبث ان تنزلق ولهذا فان الكثيب يتحرك في موضعه ، وقد تظهر الكثبان الرملية في مجموعات متجاورة يتراوح عددها ما بين ٤٠ - ٥٠ كثيب في الكيلومتر المربع ويتراوح ارتفاع الكثيب بين عدة امتار ومائة متر ويتراوح انحدار جانبه المواجه للرياح ما بين ٥ - ١٢° ، اما الجانب

(14) Butzer, K.W., Environment and Human in Egypt during predynastic and early dynastic times, 5-0, Geog. de Egypte p.65

(١٥) حسن سيد ابوالعينين ، منطقه مرسى مطروح ، (دراسة جيورفولوجيه) الجسر : الجغرافيه مقال بالجغرافيه العربيه العدد الثامن ١٩٧٥ ، ص ٢٨ ، ٢٩ .

المواجهه لمنصرف الرياح Lee Wind فيكون اكثر انحدارا اذ يبلغ مايقرب ٣٥° (راجع بالتفصيل الفصل الرابع الرياح) .

وتتكون الكثبان الرملية من حبيبات منتظمة من الكوارتز مع بعض الميكا وبعض هذه الحبيبات تكون ذات قطر لا يزيد عن ١٥م، وتكون هذه الحبيبات الصغيرة ما بين ٢ الى ١٥% من الحجم الكلى .

وفي صحراء مصر الغربية قامت الرياح بنقل وتصنيف وترسيب كميات هائلة من الرمال في ثلاثة انواع من الرواسب السطحية وهى كثبان رملية ، سهول رملية ، وغطاءات رملية Sand Sheets وتسود السهول الرملية معظم سطح الصحراء الغربية حيث تكسو هذه المساحات الشاسعة المستوية السطح راقه من الحبات الرملية متوسطة وكبيرة الحجم — ما بين ٥,٠ — ٤مم — تمثل درعا يحمى سطح السهل الرملى من اثر الرياح السائدة — ومعظم كثبان الصحراء الغربية من النوع الطولى والهلالي كما توجد بعض الكثبان القباييه Domal Dunes والكثبان النجمية وتظهر الكثبان الطولية في صور الفضاء على هيئة خطوط طولية فاتحه اللون ، ولا زالت ميكانيكية حركة الرمال على طول الكثبان ودور الرياح امرا قابلا للجدل .

وعندما تهبط الكثبان الطولية الضخمة — في صحراء مصر الغربية حافات الهضاب المشرفة على احواض المنخفضات تنقسم الى العديد من نطاقات الكثبان الهلالية مثال ذلك غرد أبى محرك الذى يدخل منخفض الخارجه من الشمال وتشكل رماله الى نطاقات من الكثبان الهلالية وتتميز برخانات الواحات الخارجة بمعدل حركة سريعة تصل في بعض الاحيان الى ١٠٠ متر سنويا للكثبان صغيرة الحجم وقد دلت الدراسات العديده التى تناولت حركة الكثبان ان هناك علاقة عكسية بين معدل الحركة وارتفاع او حجم الكثيب ولا تزال كميات كبيرة من الرمال تتحرك في صحراء مصر الغربية من مناطق مصادرها من الشمال في اتجاه مواقع الترسيب في الاحواض المغلقة — تهدد مراكز العمران في الواحات المصرية والاراضى الزراعية بها والجانب الغربى لوادى النيل و يعتقد بان الكثبان الرملية في الصحراء الغربية تتحرك مع اتجاه عمقارب الساعة حول مركز بالقرب من واحة

الكفرة وعلى ذلك فان اتجاهات الكثبان تتغير من شمال الشمال الغربى فى الاجزاء الشمالية الى شمال الشمال الشرقى فى الجزء الجنوبى كما لوحظ ان الكثبان ترتبط ارتباطا وثيقا بالمنحدرات (الحافات) المحيطة بالمنخفضات الصحراوية - والواقع ان تحرك الكثبان الرملية يعد من اكبر المشاكل التى تواجه مراكز الاستقرار وعمليات التعمير فى منخفضات الصحراء الغربية خاصة منخفض الخارج حيث تهدد بصورة مستمرة المظاهر المختلفة لل عمران وطرق المواصلات والمزارع واعمدة التليفونات والكهرباء الممتدة فى الصحارى فقد تتحرك الرمال التى اقيم فوقها احد الابراج الكهربائية وبذلك يصبح الاساس الذى اقيم فوقه البرج فى حالة غير مستقرة او قد تدفن هذه الاعمدة تحت الكثبان الرملية مما يسبب تغييرا فى الاجهادات الواقعه على هذه الابراج الكهربائية .

وكثيرا ماتعمل الكثبان الرملية على قطع الطرق البريه الصحراوية مثلما الحال فى الواحات الخارجة والطريق البرى الشمالى بسيناء مما يؤدى الى تعطيل المواصلات خاصة عند هبوب الرياح العاصفة مثل الخماسين .

والحقيقة ان هناك حلولا يمكن بها الحد من تحرك الكثبان الرملية تتمثل فى محاولة تخفيض سرعة الرياح السطحية وتعد النباتات من اكثر الوسائل فعالية فى ذلك فهى تخفض سرعة الرياح الى جانب ان الجذور والمادة العضوية تساعدان على تماسك التربة ضد الرياح وتزرع النباتات الخشبية كالاشجار والشجيرات لتعمل على تخفيض سرعة الرياح فوق المناطق الواسعة ، وان كان ذلك الامر يتعذر فى المناطق الصحراوية الجافة حيث تحتاج فى زراعتها الى المياه التى تعوزها الصحراء كما انها لم تثبت جدواها فى حالة ما إذا كان فيض الرمال غزيرا اذ لاتلبث تجمعاتها الزاحفة ان تغرق الاشجار وتتجاوزها الى ما تراد حمايته وراءها وعموما تستخدم طريقة زرع الاشجار فى مناطق كثيرة كمصدات للرمال مثلما الحال فى الواحات ، ففى مزرعه التحتية بالواحات البحرية اقامت الهيئة المصرية العامه لتعمير الصحارى انشاء سياج كبير من اشجار السنط والاثل لتوقف زحف الكثبان الرملية المحلية بالمنطقة وكذلك فى مناطق الاصلاح الزراعى وجود مثل هذه الاشجار التى تكاد تلتصق بها الكثبان الرملية باحجامها المختلفة .

هذا وقد كان باجنولد Bagnold قد اقترح تغطية التكوينات الرملية بطبقة من الحصى الخشن لتثبيتها وإن كان هذا الاقتراح رغم وجاهته واعتماده على أسس منطقية يجب التحقيق من الوجهه العملية . وهناك طريقة رش الرمال بزيوت سريعة التسرب كالاسفلت تتميز بالزوجه لكى تعمل على تماسك حبيبات الرمال لعمق مناسب فوق سطح الكثبان وهذه الطريقة اقتصادية نوعا ما خاصة في الدول المنتجة للبترول مثل المملكة العربية السعودية والكويت وهى من الدول التى تعاني من هذه المشكلة (١٦) .

وكما ذكرنا آنفا بأن مناطق الواحات المصرية والتى تعاني كثيرا من مشكلة غزو الرمال لها تحاط حقولها بأسوار من الاخشاب وسعف النخيل يطلق عليها « الضرب » كما تزرع المنطقة المحصوره بين التكوينات الرملية والمناطق الزراعية ببعض الحشائش والشجيرات الملائمة للمناخ الصحراوى حيث تتوافر المياه من الابار بالقرب منها كما تعد اشجار النخيل في العديد من الواحات مصدات طبيعيه امام سفى الرمال .

ونظرا لقابلية الرمال الشديدة لامتصاص المياه فانه لايمكن انشاء المنشآت المائية كالحفازانات مثلا ، في هذه المناطق كما يصعب شق الترع للرى الا اذا كسيت جوانبها بالاسمنت وهذا الامر متبع في مناطق الاستصلاح الزراعى بالصحارى المصرية ، اما في حالة المنشآت التى من الضرورى بناءها في تلك المناطق التى تتعرض لتحرك الرمال فانه يجب تعميق اساساتها لمسافات كبيرة حتى لا تتأثر بانتقال الرمال كما هو الحال في الواحات الخارجيه لتفادى تعطيل الحركة على الطريق وبالرغم من مساوئ الكثبان الرملية وخطورها على العمران والزراعة وغيرها من الانشطة البشرية في الصحراء فانها احيانا ما تكون بمثابة خزانات طبيعية لمياة الامطار - فقد اوجدت الكثبان الرملية في شمال سيناء غطاء متميزا من الواحات يطلق عليها الواحات الكيشية Osis Dunairs ففي التجاوىف الموجوده بين الكثبان تستقر بعض نجوع وحلات البدو

(١٦) صلاح الدين بحيرى ، مرجع سابق ذكره ، ص ١٠٤ .

ويزرع القليل من اشجار النخيل^(١٧) وهذه الظاهره يمكن رؤيتها بوضوح على طول الطريق البرى من القنطرة شرق الى العريش .

د- السواحل والانسان :

ان العلاقه بين السواحل والانسان تتضح جليا بالنظر الى خريطة توزيع السكان فى العالم فباستثناء مناطق معينه مثل وسط اوربا والاوديه الفيضيه كأنهار النيل والمسيبى وانهار الصين فى اجزائها الدنيا وبعض المناطق المرتفعه فى العروض المدارية نجد ان السكان يتركزون على السواحل وكان هذا النمط اكثر وضوحا فى الماضى منه فى الوقت الحاضر فقد امتدت سواحل البحر المتوسط الحضارات المصريه والفينيقيه والرومانيه بمقومات قويه ونجد ان المدن التجاريه العظيمة مثل فينيسيا وجنوه قد نمت كمدن ساحليه كما ان التوسعات الاستعماريه الانجليزيه والهولنديه والفرنسيه والاسبانيه وغيرها بعد سنة ١٤٥٠ قد انبثقت من المدن الساحليه وخلقت مدنا ساحليه فى مناطق العالم المختلفه .

والان نجد ان من بين اكبر ٣٢ مدينه فى العالم ٢٢ مدينه تقع على خلجان بحريه و ٥٠ ٪ من سكان الولايات المتحده يعيشون بالقرب من السواحل بما فيها سواحل البحيرات العظمى .

وهذه الاعداد الضخمه من السكان الذين يعيشون قرب السواحل قد عدلوا بطرق ومعدلات مختلفه من طبيعه السواحل فى العالم وذلك باستخداماتهم المتباينه ، وللسواحل قيمه ترويجيه كبيره بالاضافه الى انها من مناطق استقطاب السكان للاستقرار ونجد الان ان هناك الكثير من حقول البترول فى العالم تتركز فى مناطق الرصيف القارى Continental platform مثل حقول بترول الولايات المتحده على خليج المكسيك ، بترول سواحل نيجيريا وبتروال الخليج العربى وخليج السويس وبحر الشمال وغيرها .

وباختصار شديد فان المناطق الساحليه قد تعدلت بفعل — الاستخدامات البشريه فى ثلاث صور رئيسيه :

(١٧) جمال حمدان ، مرجع سابق ذكره وص ٥٦٩ .

- ١ (تلوث المياه الساحلية
water pollution
- ٢ (اضطراب العمليات الطبيعية التي تشكل خط الشاطئ .
- ٣ (تغيير تام لطبيعة الساحل اما بتركز نشاط زراعى او استقرار عمرانى او بناء منشآت صناعية وغيرها .

وجدير بالذكر ان بعض انواع السواحل اكثر قابلية للتعديل البشرى من غيرها فالمصببات الخليجية Estuaries والخلجان Bays والبحيرات الطولية Lagoons تساعد على انشاء موانئ جيدة وقد نمت مدن كبرى على مثل هذه النقاط وكثيرا ما تعمق الخلجان لتكون اكثر صلاحية كمراعى طبيعية مثلها الحال فى خليج مونتفيدو الذى يصب فيه نهر لابلاتا وتقع عليه منتفديو عاصمه اورجواى وبوينس ايرس عاصمة الارجنتين وعندما تنمو مثل هذه المدن الساحلية فيحتاج بطبيعة الحال الى مساحات للتوسع فوقها مما يتطلب بالضرورة تخفيف الملاحات والبحيرات الساحليه كما حدث على سبيل المثال من تخفيف لاجزاء من بحيرة مريوط وغيرها من البحيرات بالساحل الشمالى لدلتا النيل .

والمرفاً الطبيعى عادة مايكون ناتجا من عوامل التشكيل الساحليه يتميز بمياه هادئة وعميقة نسبيا تحمى حماية طبيعية وهناك انواع مختلفة من المرافىء الطبيعية مثل مرافىء السواحل المرجانية ومرافىء السواحل المغمورة ومن نماذج المرافىء المرجانية موانئ البحر الاحمر فى مصر ومن الثانية ميناء ريودى جانيرو الذى يبلغ طول محيط المرفأ حوالى ٤٥ كم وعمقه ٢٨ مترا وهناك المرافىء الجزريه مثل ميناء لاجوس التى نمت على جزيرة (ايدو) والتى اتصلت بالساحل بجسر إنشئ فوقه خط حديدى . وهناك مرافىء الفيوردات حيث توجد بعض الفيوردات متوغله فى اليابس لمسافة نحو ٢٠٠ كم مثل فيورد تروندهيم بالنرويج حيث يبلغ طول المرفأ فى هذا الفيورد حوالى ١١٠ كيلومتر وعرضه ثمانين كيلومترا (١٨) وهناك امثله عديدة على ذلك كما توجد موانئ اصطناعية وعادة ماتنشأ نتيجة الحاجة ملحة لها وتدل بلاشك على التفوق البشرى عندما يضم الانسان المرفأ كأساس لقيام الميناء

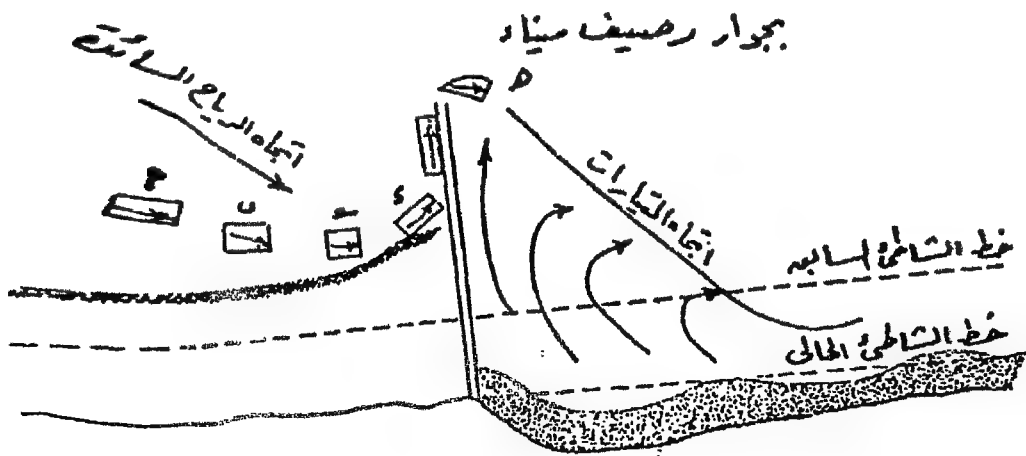
(١٨) صلاح الدين الشامى ، النقل دراسة جغرافيه ، الاسكندريه ، ١٩٧٦ ، ص ١٦٤ .

بدورها الوظيفة حيث يتخير انسب المواقع بسبر الاغوار وقياس سرعة الامواج ومدى وضوح الظهير اليابس وغيره من الامور الضرورية لبناء المرافىء الصالحة لرسو السفن .

ومن الامور التى يبدو اثر الانسان فيها واضحا — بجانب انشاء المرافىء والموانىء — حماية الشواطىء من التآكل وتنظيم عمليات التعرية البحرية ، فتعرض الكثير من السواحل لتآكل البحر مما يؤدي إلى تراجع السواحل بصورة سريعة تحياه اليابس مما يعرض المنشآت العمرانية والبشرية المختلفة للخطر مثل تعرض الساحل الشمالى للدلتا المصرية للتآكل بسبب قلة كميات الرواسب القادمة بعد انشاء السد العالى وحجزه للطمي امامه فى بحيرة السد حيث اصبحت مياه النهر تتمر مجردة تماما من حولتها من الطمي ففى رأس البر كان البحر يأكل من الشاطىء السياحى نحو ١٠٠ فدان كل سنة الى ان بنى اللسان وان كان لم يمنع تقدم البحر كلية ، وعموما فقد اضحى خطر التآكل والتراجع البطيء يهدد الساحل الشمالى لاسيا فى رؤوسه البارزة المعرضة لمعاول الهدم ، وهناك طرقا مختلفة تستخدم لحماية السواحل تتمثل فيما يلى : —

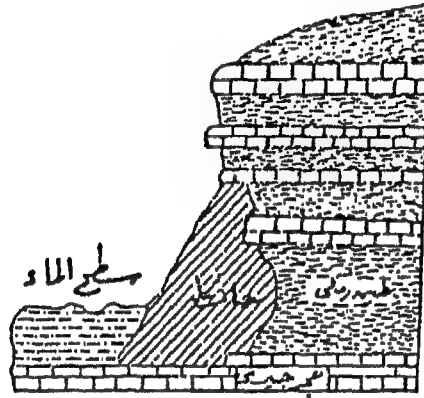
أ — الحوائط البحرية : Sea Walls وهى عبارة عن منشآت كتليه تهدف الى حماية المناطق الساحلية من الامواج والتيارات العنيفة (شكل ٧٧) .

شكل رقم (٧٧) رسم تخطيطى يوضح تأثير السيارات الساحلية



وهذه الطريقة بالغة التكاليف وعادة ماتتعرض اجزاءها الدنيا للنحت
البحرى وفى حالات كثيرة ماتبنى فى صورة مقعرة وذلك للتقليل من اثر
الامواج .

بـالرؤوس الحاجزة : وتؤدى نفس الغرض الذى تؤديه الحوائط البحرية وهى اقل
تكلفة وتتكون من أكوام من الواح الصلب والخشب الثقيل
Wood pillings وان كانت لاتتحمل على مدى طويل اثر الامواج العاتية .



تمثل رقم (٧٨) حائط خرساني مائل لحماية الشواطئ من الأمواج

جـالتكسيات : ويطلق عليها مكسرة الامواج وتتكون فى معظمها من صخور
ضخمة الحجم بصورة مميزة امام الربوات المنخفضة عن الشاطئ و لوقيته ونتيجة
لازالة اجزاء من المنشآت السابقة بفعل الامواج فتبنى ارضفه خرسانية تشبه
تلك التى توجد بالموانىء وذلك لوقاية المنشآت السابقة بتكلفة اقل (شكل
(٧٨)

وفى الحقيقة ان كل المحاولات السابقة لحماية الشواطئ والموانىء مازالت
محاولات مكلفة وكثيرا ماتكون غير ناجحة خاصة فى حالة الشواطئ المفتوحة
والمعرضه للتيارات البحرية والعواصف القوية مثل الهريكين او امواج التسونامى
الناجبة عن الهزات الارضية فى قيعان المحيطات .

(١٩) فخرى منسى ، وآخرين ، الجيولوجيا الهندسية ، القاهرة ، ١٩٦٨ ، ص ٣٦٥ .

المراجع العربي

المراجع العربية

- (١) ابراهيم على عبيدو ، ١٩٧٥م ، الجيولوجيا الهندسية والخرائط الجيولوجية ، منشأة المعارف - الاسكندرية .
- (٢) انجى زين العابدين ، ١٩٨٤م ، أساسيات الأراضي (فزياء التربة) مذكرات غير منشورة بكلية الزراعة جامعة القاهرة .
- (٣) جليل ، أ. ، شواب ، وآخرين ، المبادئ الأولى لهندسة الأرض والمياه ترجمة : انجى زين العابدين وأحمد طاهر عبدالصديق ، القاهرة ، ١٩٧٨م .
- (٤) جمال حمدان ، ١٩٨٠م ، شخصية مصر - دراسة في عبقرية المكان ، جزء أول ، القاهرة .
- (٥) جوده حسنين جوده ، ١٩٧٩م ، معالم سطح الأرض ، الطبعة الخامسة ، الاسكندرية .
- (٦) حسن سيد أبو العنين ، ١٩٧٦م ، أصول الجيومورفولوجيا ، الطبعة الثالثة ، الاسكندرية .
- (٧) حسن سيد أبو العنين ، ١٩٧٣م ، أشكال التكوينات الرملية في منطقة رشيد وضواحيها ، مقال بالجمعية الجغرافية المصرية ، العدد السادس .
- (٨) حسن سيد أبو العنين ، ١٩٧٥م ، منطقة مرسى مطروح دراسة جيومورفولوجية ، الجمعية الجغرافية المصرية ، العدد الثامن ، القاهرة .
- (٩) حمدى الديب ، ١٩٨٠م ، مدينة قنا ، رسالة ماجستير غير منشورة ، جامعة القاهرة .
- (١٠) روجر ومنشل ، تطور الجغرافيا الحديثة ، ترجمة : السيد غلاب ودلت صادق ، القاهرة ، ١٩٧٣م .

- (١١) صلاح الدين البحيرى ، ١٩٧٩م ، جغرافية الصحارى العربية ، مجلة معهد الدراسات العربية ، القاهرة .
- (١٢) صلاح الدين البحيرى ، ١٩٧٩م ، أشكال الأرض ، دار الفكر بدمشق .
- (١٣) صلاح الدين الشامى ، ١٩٧٦م ، النقل دراسة جغرافية ، الاسكندرية .
- (١٤) فخرى منسى وآخرون ، ١٩٦٨م ، الجيولوجيا الهندسية ، القاهرة .
- (١٥) عبدالعال عبدالمنعم الشامى ، ١٩٨١م ، مدن مصر وقراها عند ياقوت الحموى ، الكويت .
- (١٦) عماد الدين الموصلى ، ١٩٧٥م ، محاضرات فى الجيومورفولوجيا التحليلية والتطبيقية ، دار الفكر بدمشق .
- (١٧) محمد صفى الدين أبو العز ، ١٩٧١م ، جيومورفولوجية قشرة الأرض ، دار النهضة العربية ، بيروت .
- (١٨) محمد المعتمد مصطفى أحمد ، ١٩٧٣م ، الاستقرار البشرى على الجانب الشرقى من وادى النيل بين حلوان وقنا ، رسالة دكتوراه غير منشورة ، جامعة القاهرة .
- (١٩) محمد مبرى محسوب سليم ، ١٩٨٦م ، جيومورفولوجية السواحل ، دار الثقافة للنشر والتوزيع ، القاهرة .
- (٢٠) محمد مبرى محسوب سليم ، ١٩٨٣م ، الظاهرات الجيومورفولوجية ، القاهرة .
- (٢١) محمود دياب راضى ، ١٩٨٦م ، العلاقة بين درجة خشونة القاع وقدرة النهر على النحت والوصول الى مرحلة التوازن ، مجلة الجمعية الجغرافية الكويتية ، العدد ٩١ يونيو ١٩٨٦م .
- (٢٢) يحيى عيسى فرحان ، ١٩٨٠م ، التطبيق الهندسى للخراشط الجيومورفولوجية .

(٢٣) يحيى محمد أنور ، محمد العربي فــــــوزى ، ١٩٦٥م ،
الجيولوجيا الطبيعية والتاريخية ، الاسكندرية .

(٢٤) يوسف عبدالمجيد فايد ، محمود دياب راضى ، ١٩٨٦م ،
دراسات فى الاقياتوغرافية ، دار الثقافة للنشــــر
والتوزيع ، القاهرة .

المراجع الأجنبية

R E F E R E N C E S

- Bagnold, R.A., The Physics of Blauu Sand and Desert Dunes, London, 1941, pp. 203-205.
- Bascon, W., 1959, Ocean Waves, In Oceanography Scientific American, San Francisco.
- Bascon, W., 1960, "Beaches", in Oceanography a Scientific American, San Francisco.
- Birkeland, P., 1974, Pedology, Weathering and Geomorphological Research, London, Oxford University Press.
- Blenich, T., 1957, Regime Behavior of Canals and Rivers, Butter Worths Scietific Publications, London, 522 p.
- Bray, Dale I., and Kellerhals, Rolf, 1979, Some Canadian Examples of the Response of the Rivers to Man-made Changes, In RHODES and WILLIAMS (ed.) 1979, Adjustments of the Fluvial System, Kendall Hunt Co., Dubuque, Iowa 522001.
- Brooks, N.H., 1958, Mechanics of Streams with Movable Bed of Fine Sands, Trans. A.S.C., Vol. 123, pp. 526-594.
- Butzer, K.W., Environment and Human in Egypt during predynastic and early dynastic times, 5-6, Geog. de Egypte. (1960).
- Butzer, K.W., 1976, Geomorphology from the Earth, Chicago, John Wiley and Sons, London.
- Clark, W.M., 1979, Marines Processes, In Processes in Geomorphology, London.
- Chorley, R.J., 1977, The Role of Water in Rock Disintegration, In Chorley, R.S. (ed.), 1977 Introduction to Fluvial Processes, Methuch and Co. Ltd., London.
- Cooke, R.U., and Doornkamp, J.C., 1974, Geomorphology in Environmental Management - An Introduction, Oxford.
- Davies, J.L., 1980, Geographical Variations in Coastal Development, 2nd Edition, London.
- Darbyshire, E., and Others, Geomorphological Processes, London, 1979, London.

Doehring, D. O. (Ed.), 1977, Geomorphology in Arid Regions, Proceeding volume of the 8th Annual Geomorphology Symposium held at the State University of New York at Binghamton, September 23-24, 1977.

Einestein, H.A., and Chein, K., (1950), Effect of Heavy Sediment Concentration near the bed on the velocity and Sediment Distribution, MRD, Sediment Series 8, Missouri River Division Corps of Engineers, Omaha, Nebraska, and University of California, Berkeley, August 1955.

Finch Trewartha and Robinson Hammond, 1957, Elements of Geography (physical and cultural, Tokyo.

Gardener, I.S., Physical Geography, N. York, 1977.

Goldich, S.S., 1938, A Study in Rock Weathering, (1) Journal of Geology, Vol. 46.

Goudie, A., Anderson, M., Burt, T., Lewin, J., Richards, K., Whalley, B., and Worsley, P., 1981, Geomorphological Techniques, edited for the British Geomorphological Research Group, George Allen and Unwin, London.

Hack, J.T., 1957, Studies of Longitudinal Stream Profiles in Virginia and Maryland, U.S. Geol. Survey, Prof. Paper 294-8, pp. 45-97.

Holmes, A., 1978, Principles of Physical Geology, 3rd Edition, London.

Holmes, A., 1984, Principles of Physical Geology, 3rd Edition, London.

Horton, R.E., 1945, Erosional Development of Streams and their Drainage Basins : Hydrophysical approach to Quantitative Morphology : Ged. Soc. Am. Bull., Vol. 50, pp. 275-370.

Jacks, G.V., 1954, Soil, London, Thomas Nelsons & Sons.

Kleinbaum, D.G., Kupper, L.L., 1978, Applied Regression Analysis and Other Multivariable Methods, Duxbury Press, North Scituate, Massachusetts, U.S.A.

King, C.A.M., 1978, Techniques in Geomorphology, London, page 131.

Lane, Emory W., (1955), Design of Stable Channels Transaction A.S.C.E., American Society of Civil Engineers, Vol. 120, 1955, pp. 1234-1279.

- Leopold, Luna and Maddock, Thomas, Jr., 1952, The Hydraulic Geomentry of Stream Channels and Some Physiographic Implications, U.S. Geological Survey Professional Paper, p. 252.
- Leopold, Luna, Wolman, Gordon, and Miller, John, 1964, Fluvial Processes in Geomorphology, Freeman and Company, San Francisco.
- Miller, V.C. , 1953, A Quantitative Geomorphic Study of Drainage Basin Characteristics in the Clinch Mo. area Virginia and Tennessee. Dept. of Geology, Columbia Univ., contract N60NR271-30. Tech. Report 3, 1-30.
- Morisawa, M., (ed.), 1973, Fluvial Geomorphology Publications in Geomorphology, A Proceeding volume of the 4th Annual Geomorphology Symposia series held at Binghamton, New York, September 27-28, 1973, State University of New York.
- Newson, M.D.D., and Hanwell, J.D., Systematic Physical Geography, London.
- Olsen, O.J., and Florey, Q.L., 1952, Sedimentation Studies in Open Channels Boundry Shear Velocity by Membrane Analogy Analytical and Finite Difference Methods, Laboratory Report No. 5, p. 34, Bureau of Reclamation, U.S. Department of Interior, Washington, D. C., Aug. 1952.
- Rhodes, D.D., and Williams, G.P. (Eds.), 1979, Adjustments of the Fluvial System, A Proceeding volume of the 10th Annual Geomorphology Symposia series held at Binghamton, New York, September 21-22, 1979. Kendall-Hunt Publishing Company, 2460 Kerper Boulevard, Dubuque, Iowa 52001, U.S.A.
- Rouse, H., (ed.), 1950, Engineering Hydraulics, John Wiley, John Wiley and Sons, San Francisco.
- Satatham, I., 1979, Earth Surface Sediment Transport, Oxford.
- Schumm, S.A., 1956, Evolution of Drainage Systems and Slopes in Badlands and Perth Emboy, New Jersey: Geol. Soc. Am. Bull., Vol. 67, pp.597-646.
- Schumm, S.A., 1977, The Fluvial System, A Wiley-Interscience publication, John Wiley and Sons, New York.
- Shreve, R.L., 1968, The Black Hawk Landslide, Geol. Soc. Spec. Paper 108.
- Simons, D.B., 1957, Theory and Design of Stable Channels in Alluvial Materials, Department of Civil Engineering Report. CER no. 51, DB517, Colorado State University, Fort Collins, Colorado, May 1957.

Simons, O.B., and Albertson, M.L., 1960, Uniform Water Conveyance Channels in Alluvial Materials, Journal of Hydrology Division A.S.C.E. Vol. 86, No. HY5, May 1960, pp. 33-72.

Soil Survey Staff, 1960, Soil Classification, A Comprehensive System, 7th Approximation. Washington, D.C., Soil Conservation Service.

Strahler, A., N. 1957, Quantitative Analysis of Watershed Geomorphology, Am. Geophys. Union Trans., Vol. 38, pp.913-920

Strahler, A.N., 1965, Introduction to Physical Geography New York, John Wiley and Sons.

Strahler, A.N., and Strahler, A.H., 1973, Environmental Geoscience: Interaction between Natural Systems and Man, Hamilton Publishing Co., Santa Barbara, California, U.S.A.

Strahler, A.N., 1974, Physical Geography, John Wiley and Sons, London and N. York.

Strahler, A.N., and Strahler, A.H., 1979, Elements of Physical Geography, 2nd edition, John Wiley & Sons, New York
Chichester Brisbane Toronto.

Thornbury, W.D., 1969, Principles of Geomorphology, 2nd Edition, New York.

United States Department of Agriculture, U.S.D.A., 1951, Soil Survey Manual, Agricultural Handbook, No. 18.

Vanoni, V.A., and Brooks, N.H., 1957, Laboratory Studies of the Roughness and Suspended Load of Alluvial Streams, Sedimentation Laboratory Report, No. E-68, California Institute of Technology, Dec. 1957.

Vanoni, V.A. and Brooks, N.H., 1957, Laboratory Studies of the Roughness and Suspended Load of Alluvial Stream, Sedimentation Laboratory Report No. E-68, California Institute of Technology, Dec. 1957.

Ward, W.H., 1945, The Stability of Natural Slopes, Geogr. Journ. 105, 107-97.

Warren, A., 1979, Aeolian Processes, in Processes in Geomorphology edited by Embleton, C., and Thornes, J., John Wiley, London, p. 285.

Washburn, A.L., 1965, Geomorphic and Vegetational Studies in the Mesters Vig. district, Northeast-Greenland Introduction, Medd.Om Vol. 166, No. 1.

Washburn, A.L., 1976, Instrumental Observations of Mass Wasting in the Mester Vig. District, Northeast-Greenland, Vol. 166, No. 4.

Yang, Chin Ted, and Song, Charles, C.S., 1979, Dynamic Adjustments of Alluvial Channels, In Rhods, D.D., and Williams, G.P. (Eds.), Adjustments of the Fluvial System, Kandall Hunt Co. Dubuque, Iowa, 522001.

الفهرس

فهرس الأشكال

شكل رقم	صفحة
١	الكشافة النسبية للتجوية الكيميائية والميكانيكية فى ظروف مختلفة من التساقط ودرجة الحرارة.....
٢	المعادن الرئيسية المشكلة للمخور النارية.....
٣	مخطط يوضح مدى ثبات المعادن فى المخور ومدى مقاومتها لعمليات التجوية.....
٤	العلاقة بين مساحة سطح المكعب وقطره فى المواد الأرضية المجواه.....
٥	العلاقة بين المتوسط السنوى للتساقط وكل من أ- نسبة النتروجين ، ب- عمق نطاق كربونات الكالسيوم المتراكمة فى التربة ، ج- نسبة الطين، د - الكميات النسبية للمواد العضوية فى التربة.....
٦	منحنى حجم حبيبات التربة للرواسب الجليدية القارية.....
٧	تصنيف حركة المواد الأرضية على المنحدرات.....
٨	ثلاثة أمثلة للانهييارات الأرضية.....
٩	قطاع افتراض للتربة.....
١٠	مختارات من قطاعات رئيسية لبعض التربة الرئيسية.....
١١	رسم بيانى يبين نسبة كل من الطين والطمى والرمل فى التربة.....

شکل رقم	صفحة
١٢	نسيج التربة كما وصفه كل من علماء التربة ومهندسى الزراعة بالولايات المتحدة
٤٦	١٣ الأنواع الرئيسية لتركيبات التربة
٤٨	١٤ معدلات انتاج المواد الخام العضوية وتحليلها فى المناخات الرطبة
٥٠	١٥ توزيع مجموعات التربة الرئيسية على أساس المناخ
٥٤	١٦ الطريقة التقريبية لرسم الحدود بين مجموعتين من التربة
٥٥	١٧ نظام الجريبات الطبقي بالأنهار
٦٣	١٨ رسم نظرى يوضح مقطع عرضى لمجرى النهر
٦٧	١٩ تغير قدرة النهر على النحت بتغير سرعته الجريان
٦٩	٢٠ يوضح القوى التى تعمل على حركة جزيء الرواسب .
٧٢	٢٠ يوضح القوى التى تعمل على حركة جزيئات الرواسب
٧٤	٢١ منحني شيلدرز
٧٦	٢٢ دفع الرواسب الى أعلى بفعل الجريان الهائج للمجرى
٧٩	٢٣ رسم بيانى يوضح تناقص نسبة تركيب الرواسب المحمولة من القاع الى السطح
٨١	٢٤ رسم بيانى يوضح تركيز الرواسب من القاع الى السطح
٨٧	

شكل رقم	صفحة
٢٥	رسم بياني يوضح التوزيع النسبي لدرجة تركيز الرواسب
٨٤
٢٦	القيم المقترحة لمقدار الضغط على القناع لقنوات الري
٩٠
٢٧	العلاقة بين نسبة الضغط على الجوانب وزاويتا الانحدار والثبات
٩٩
٢٨	متوسط زاوية السكون على جوانب المجرى المحفور في مواد مفككة
١٠٠
٢٩	الحد الأقصى للضغط بالاحتكاك على الجوانب
١٠٣
٣٠	تغير المحيط المشبع بالمياه بتغير حجم التهريف
١٠٤
٣١	تغير عرض المجرى بتغير طول المحيط المبتل
١١٥
٣٢	تغير عرض المجرى عند أعلى منسوب بتغير متوسط العرض في القطاع العرضي للمجرى
١١٥
٣٣	تغير العمق الاشعاعي لمجرى النهر بتغير حجم التهريف
١١٦
٣٤	تغير عمق القاع للمجرى بتغير طول العمق الاشعاعي للمجرى
١١٦
٣٥	تغير متوسط سرعة المياه بالمجرى بتغير حاصل ضرب مربع العمق الاشعاعي في الانحدار
١١٧
٣٦	تغير متوسط الضغط بالاحتكاك بتغير حجم حبيبات رواسب القاع
١١٧

<u>شكل رقم</u>	<u>صفحة</u>
٣٧	التغيرات الطارئة في الحجم والشكل للمجرى
٣٨	تغير كل من العرض والعمق والسرعة بتغيير
١٢٠	المتوسط السنوي لحجم التهريف
٣٩	تغير كل من العرض والعمق والسرعة بتغير حجم
١٢١	التهريف في المقطع الواحد
٤٠	رسم بياني يجمع منحنيات تغير خصائص المجرى
١٢٢	في المقطع العرضي الواحد وفي اتجاه المصب ...
١٢٣	منحنى هيدروجراف لأحد الأنهار
٤٣	منحنى تردد الفيضان
١٢٩	شبكة التهريف لأحد الأحواض
١٣١	٤٣ مستوى الماء المعلق (المحجوز)
١٤٢	٤٤ خريطة كنتورية لمستوى الماء الأرضي
١٤٢	٤٥ الكهوف
١٥٦	٤٦ ينبوع المتقطع
١٥٨	٤٧ العلاقة بين الارتفاع وحجم الذرة في حالة
١٦١	القفر داخل سحابة رملية
١٧١	٤٨ الحصى الهوائي
١٧٩	٤٩ الاختلاف بين القفر فوق الرمال والحصى
١٧٩	٥٠ نموذجان لمصادر الرمال
١٨٣	٥١ تكون الكشبان الرملية عن هبوب رياح فوق جافة

<u>شكل رقم</u>	<u>صفحة</u>
٥٢	تكون السيوف بواسطة رياح تهب من اتجاهين مختلفين
١٨٩	
٥٣	دور الدومات فى تكوين الكشبان الطويلة (السيوف)
١٩٠	
٥٤	كيفية تكون البرخان
١٩١	
١٥٥	رسم توضيحي لأحد الكشبان القطعية
١٩٥	
٥٥ب	سلسلة من الكشبان القطعية
١٩٥	
٥٦	يوضح طول الموجة وقمتها وقامها وقطرها وتقدمها
٢٠٣	
٥٧	عاصفة نتج عنها أفواجا محيطية وساحلية
٢٠٧	
٥٨	الحركة الاهتزازية للموجة
٢٠٨	
٥٩	قطاع جانبى يوضح الحركة الاهتزازية للموجة
٢٠٨	
٦٠	العلاقة بين طول الموجة والفترة والعمق
٢١٣	
٦١	خريطة توضح مواقع التيارات الشقية
٢١٦	
٦٢	يوضح اصطدام موجة بحاجز
٢١٦	
٦٣	اقتراب موجة من شاطئ متعرج
٢١٩	
٦٤	رسم يوضح عملية ارتداد الأمواج
٢٤٢	
٦٥	أنواع الأمواج المتكسرة
٢٢٣	
٦٦	شكل يوضح قطاعا جانبيا ليبين الأمواج المتدفقة
٢٢٥	

<u>صفحة</u>	<u>شكل رقم</u>
٢٢٠	٦٧ شكل يوضح الطاقة النسبية لكل عنصر مــــن عناصر الموجة وقطاعها الفعلى
٢٣٦	٦٨ انسياب الرواسب الساحلية عند يورتلاند – فكتوريا
٢٤٥	٦٩ شكل توضيحي لكتلة مكعبة من المفصلات أسفل الثلجة
٢٤٦	٧٠ يوضح الرواسب الجليدية قبل الجليد وبعده .
٢٤١	٧١ رسم توضيحي لوادى جليدى
٢٥١	٧٢ سكتش لدرملن يوضح علاقة المفاصل بشكــــل وبحركة الجليد
	٧٣ تكوين الركاهات النهائية
٢٦٤	٧٤ موقع كل من السد العالى وسد أسوان
٢٧١	٧٥ موارد المياه والاستقرار القبلى فى جنوب شرق الجزيرة العربية (سلطنة عمان)
٢٧٦	٧٦ يوضح ارتباط مراكز العمران بالمــــراوح الفيضية
٢٨٢	٧٧ رسم تخطيطى يوضح تأثير التيارات الشاطئية بجوار رصيف ميناء
٢٨٤	٧٨ حائط خرسانى مائل لحماية الشواطىء مــــن الأمواج

المحتويات	صفحة
تقديم	٥
مقدمه	١

الفصل الأول

عمليات التجوية والانهارات الأرضية	١٣ - ٣٥
التجوية الكيميائية	١٦
التجوية الميكانيكية	٢١
نتاج التجوية	٢٣
الانهارات الأرضية للتربة والصخور	٢٩

الفصل الثاني

التربة	٣٩ - ٥٧
— قطاع التربة	٤٠
— خصائص التربة	٤٣
— تصنيف التربة	٥٣

الفصل الثالث

١٠٢ - ٦١ الجريان السطحي والأنهار
٦٢ مبادئ المائيات .
٧٠ الرواسب في مجرى النهر .
٧١ ١ - حركة الرواسب على القاع .
٧٧ ٢ - حركة الرواسب بالحمل .
٨٧ أساس ثبات الجارى المائية .
 أساس الاستمرارية في نحت ونقل الرواسب
٩٣ بالمجارى المائية .

الفصل الرابع

١٣٧ - ١٠٥ نظام التصريف النهري
١٠٧ ١ - تعريف نظام التصريف .
١٠٧ نظرية بلينك .
 نظرية سيمونس وألبرتسون في نظام
١١٢ التصريف النهري .
 نظرية ليوبولد ومادوك في الهندسة
١١٨ الهيدروليكية للأنهار .
 ٢ - العلاقة بين حجم التصريف المائى وكمية
١٥١ التساقط .
١٥٩ ٣ - خصائص حوض التصريف .

الفصل الخامس

المياه تحت الأرضية، وعملياتها الجيومورفية

والأشكال الناتجة عنها	١٤١ - ١٥٩
العمليات الجيومورفية للمياه تحت الأرضية	١٥٢
١ - ظاهرة الحفر العميقة	١٥٤
٢ - الكهوف وما بها من ظاهرات جيومورفية	١٥٥
٣ - البوغاز	١٥٧

الفصل السادس

الرياح وعملياتها الجيومورفولوجية

والأشكال الناتجة عنها	١٦٣ - ١٩٨
أولاً: النحت بفعل الرياح	١٩٣
- الظاهرات الناتجة عن النحت بفعل الرياح	١٦٩
ثانياً: عمليات النقل بفعل الرياح	١٧٣
ثالثاً: عمليات الارساب بفعل الرياح	١٨١
- الظاهرات الناتجة عن الارساب بفعل الرياح	١٨٥

الفصل السابع

الأمواج : مفهومها والجهود السابقة التى بذلت فى دراستها	٢٣٧ - ٢٠١
— الرياح والأمواج .	٢٠٤
— طاقة الموجة .	٢١١
— الأمواج والشواطىء .	٢١٤
١ — ارتداد الموجة	٢١٥
٢ — انحراف الموجة	٢١٧
٣ — تشعب الموجة	١٢٠
٤ — تداخل الأمواج	٢٢١
٥ — تكسر الأمواج	٢٢١
— بعض أساليب قياس الأمواج	٢٢٦
— الأمواج وعملها المورفولوجى على الشواطىء	٢٢٩
أ — الرواسب العالقة	٢٣٠
ب — حركة الرواسب فى المياه الشاطئية	٢٣١
— التغيرات فى قطاعات الشاطىء	٢٣٥
— حركة الرواسب على طول الشاطىء	٢٣٤

الفصل الثامن

الجليد والعمليات والاشكال الجيومورفية المرتبطة به	٢٣٩ - ٢٥٤
أولاً : البرى	٢٤١
ثانياً : تجر المفتتات بواسطة الأنهار الجانبية .	٢٤٥
ثالثاً : عملية الترسيب الجليدى	٢٤٨
١ — الرواسب الجليدية .	٢٤٩
٢ — العمليات الجليدية النهرية .	٢٥٣

الفصل التاسع

في العلاقة بين الجيومورفولوجيا

النشاطات البشرية	٢٥٧ - ٢٨٤
١- الأنهار والإنسان	٢٥٩
أ- استخدام الأنهار	٢٦٠
ب- أخطار الأنهار	٢٦٢
ج- التعديلات البشرية للأنهار	٢٦٣
٢- الأنهار الجليدية والأنشطة البشرية	٢٦٧
٣- ظاهرات التعرية الصحراوية والنشاطات البشرية	٢٧٠
أ- الأودية الجافة	٢٧٠
ب- المراوح الفيضانية	٢٧٤
ج- الأشكال الرملية في الصحراء	٢٧٧
د- السواحل والإنسان	٢٨١
المراجع العربية	٢٨٧
المراجع الأجنبية	٢٩٣
الفهارس	٢٩٩
فهارس الأشكال	٣٠١
المحتويات	٣٠٧

رقم الايداع فى دار الكتب المصرية

٨٩ / ٣١٦٤

